Abhandlungen

zur

geologischen Specialkarte

von

Preussen

und

den Thüringischen Staaten.

BAND V.

Heft 4.

Hierzu zwei vorläufige geognostische Uebersichtskarten von Ostthüringen, im Maassstabe von 1 : 215000.

BERLIN.
In Commission bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung.
(J. H. Neumann.)
1884.




POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

Abhandlungen

zur

geologischen Specialkarte

von

Preussen

und

den Thüringischen Staaten.

Band V.

Heft 4.

BERLIN.
In Commission bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung.
(J. H. Neumann.)
1884.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 15013

Uebersicht

über den

Schichtenaufbau Ostthüringens

von

K. Th. Liebe,
Dr. phil. und Professor in Gera.

Herausgegeben

von

der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt.

BERLIN.
In Commission bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung.
(J. H. Neumann.)
1884.


DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG.
BIBLIOTHEK

Inhaltsverzeichniss.



Einleitung.

Nachdem ich in den Jahren von 1852 bis 1867 mit geringen Unterbrechungen meine freie Zeit der geologischen Untersuchung Ostthüringens gewidmet, ward mir von der K. Preussischen und F. Reussischen Regierung im Jahre 1868 die geologische Aufnahme jenes Landstriches anvertraut. Jetzt, nach Verlauf von weiteren 16 Jahren sind von diesem Gebiet acht Sektionen veröffentlicht, eine zum Druck fertig gestellt, sechs ziemlich fertig, vier halbfertig und fünf erst angefangen. Es könnte scheinen, als ob nach so langer Zeit der Vorbereitung und der eigentlichen Arbeit dies Ergebniss ein dürftiges wäre. Allein es sind die Aufnahmearbeiten gerade auf diesem Gebiete mit ausserordentlichen Schwierigkeiten verknüpft. Diese beruhen in dem allenthalben herrschenden Mangel an Versteinerungen — in der oft ganz ausserordentlich geringen Entwickelung nicht bloss einzelner Abtheilungen der Systeme, sondern sogar ganzer geologischer Formationssysteme selbst —, in weitgreifenden, scheinbar sehr unregelmässigen Sattelungen und Faltungen, Stauchungen und Verquetschungen, vertikalen Verwerfungen und horizontalen Verschiebungen, endlich in einer damit meist zusammenhängenden tiefeingreifenden Umänderung der Gesteine. Auch fehlte es an älteren vorbereitenden Arbeiten auf diesem Gebiete. Die geognostische Karte des Thüringer Waldes von H. Credner d. Aelt. unterschied betreffs der älteren Sedimentgesteine eigentlich nur Thonschiefer und Grauwacken höheren und jüngeren Alters und berührte nur die Westgrenze des eigentlichen Ostthüringens. Die Naumann-Cotta'sche Karte von Sachsen umfasste zwar ein gutes Stück Ostthüringens

mit, unterschied aber je nach dem oberflächig angesehenen Gesteinshabitus betreffs der alten Gebilde nur eine ältere Thonschiefer- und eine jüngere Grauwackenformation, wobei faktisch carbonische und devonische Schiefer dem älteren »Thonschiefer«, und faktisch hochcambrische Gesteine dem Grauwackenschiefer zugewiesen wurden. Von grösserer Wichtigkeit waren die RICHTER'schen Arbeiten, hauptsächlich palaeontologische, z. Th. aber auch stratigraphisch-petrographische Untersuchungen, welche sich in der 1867 vollendeten Abhandlung und Karte »das Thüringische Schiefergebirge« (Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXI, 341) gipfeln. Mit dieser Arbeit erwarb sich RICHTER ein grosses Verdienst um die Erforschung des Thüringer Waldes; für die Kartirung Ostthüringens war sie aber nicht voll maassgebend, weil das untersuchte Gebiet nur den äussersten westlichen Theil Ostthüringens umfasste und vorzugsweise die geologischen Verhältnisse, wie sie in der Umgebung von Saalfeld lokal obwalten, als normal und allgemeiner giltig ansah, während doch im eigentlichen Ostthüringen ganz andere Verhältnisse vorwiegend sind. Dazu kommt, dass damals mein hochverehrter Freund RICHTER den untern Kulm für Unterdevon hielt, und dass über die Stellung der obersilurischen sowohl wie der unter- und mitteldevonischen Gebirgsglieder noch vielfache Zweifel herrschten. Von grösster Wichtigkeit ward die »Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges« von GÜMBEL. Leider aber erschien dies hochwichtige Werk erst 1879, wo die Kartirung Ostthüringens schon ziemlich weit vorgeschritten war (1878 waren schon vier Sektionen erschienen), und zudem berührte die GÜMBEL'sche Arbeit nur die südlichsten Grenzgebiete Ostthüringens, und weichen in letzterem die geologischen Verhältnisse vielfach von denen im nordöstlichen Bayern ab.

Unter solchen Umständen darf es nicht wundernehmen, wenn noch nicht mehr Kartenblätter von raschem Vorschreiten der geognostischen Aufnahmen in Ostthüringen Zeugniss ablegen. Gleichwohl aber sind die Arbeiten soweit gediehen, dass man eine vorläufige Uebersichtskarte des Gebietes geben und die Gesammtresultate der ganzen Untersuchungen in eine leidlich abgeschlossene Abhandlung zusammenfassen kann. Wenn ich im Folgenden

den Versuch einer solchen monographischen Bearbeitung der geognostischen Verhältnisse Ostthüringens mache, so geschieht dies daher immer noch mit dem Vorbehalt, dass Unvollständigkeiten als unvermeidlich angesehen werden mögen, und mit der Bitte an die Freunde und Fachgenossen, die Mängel mit Nachsicht zu beurtheilen.

Uebrigens werde ich mich überall da, wo schon Publikationen über dies Gebiet vorliegen — wie die Abhandlungen zu den Kartensektionen Gera, Ronneburg, Grossenstein, Langenberg, Triptis, Neustadt, Zeulenroda, Pörmitz — sowie bei der Besprechung solcher Verhältnisse in Ostthüringen, welche mit den entsprechenden in Nordostbayern, wie sie Gümbel in seinem »Fichtelgebirge« beschrieben, gut übereinstimmen, der grössten Kürze befleissigen und oft nur andeutend vorübergehen.

I. Petrographie der palaeozoischen Schichtenreihe (bis zum Kulm incl.).

1. Das Cambrium.

Das älteste in Ostthüringen vertretene System ist das cambrische. Die tieferen Abtheilungen desselben, innerhalb deren weiter ostwärts in Sachsen phyllitische Thonschiefer mit allerdings zweifelhaften Versteinerungsspuren und durch Anthrazitpulver schwarz gefärbte schieferige Quarzite vorkommen (z. B. bei Lössnitz), fehlen hier gänzlich. Es ist vielmehr nur das obere und mittlere Cambrium vorhanden.

Das obere Cambrium besteht im Wesentlichen aus einem Schiefer- und Quarzitaufbau von grosser Mächtigkeit. Der Schiefer ist gekennzeichnet durch einen fettig-seidigen, noch matten Glanz, durch eine grünlichgraue bis grüngraue Färbung, durch geringe Härte und einen sehr fein-krystallinischen Habitus. Das Mikroskop zeigt im wesentlichen eine Zusammensetzung aus zweierlei Glimmermineralien, feinen Quarzkörnchen, grösseren Schiefernadeln und amorphen, kaolinischen Körnchen. In so einfach homogener Gestalt setzt nun dieser Schiefer das obere Cambrium nur hier und da, und dann nur in geringer vertikaler Erstreckung zusammen. Vielmehr waltet in dem Gemenge der Schiefermasse bald der eine, bald der andere Bestandtheil stärker vor, und modificirt sich dadurch das Gestein. Durch Ueberhandnahme der Glimmermineralien, mit der meist eine Zunahme der Schiefernadeln Hand in Hand geht, wird das Gestein schimmernder, flasriger, dem Talkschiefer ähnlicher. Wenn sich auf der anderen Seite die Quarzkörnchen vermehren, wobei sich die kaolin-, bezw. feldspathartigen Körnchen sehr gewöhnlich mit häufen, so wird der Schiefer

feinsandig und zuletzt quarzitisch, und zwar wird er es entweder durch seine ganze Masse hindurch auf verschiedene Meter Mächtigkeit hin gleichmässig, wodurch bei extremer Ausbildung fast das ganze obere Cambrium zu einer gewaltigen Folge von Quarzitbänken wird (südlich Saalfeld), oder aber es schiebt sich der sandige Schiefer wechsellagernd in dünnen Lagen ein, wodurch gebänderte Schiefer, Schiefer mit Quarzitlagen, bei Stauchung und Schieferung Schiefer mit eingeschalteten Quarzitklingen, mit eingetreuten Quarzitlinsen u. s. w. sich ausbilden. Diese Ausbildung des Gesteins ist so vorwiegend und allgemein, dass man sie als die für Ostthüringen normale bezeichnen kann. Die Quarzite zeichnen sich durch ihr feines Korn und durch reichlichen Gehalt an feldspathig-kaolinischen Partikeln aus. Meist sind die wechsellagernden Quarzit- und Schieferblätter von gleicher Mächtigkeit, oder es treten die Quarzitlagen etwas zurück. Bisweilen findet auch das Umgekehrte statt, und dann besteht das Gestein durch Etagen hindurch aus dünnen, durch ein wenig sericitischen Bast getrennten Quarzitlamellen von höchst feinem gleichmässigen Korn. Sehr selten sind einzelne höchstens einige Fuss mächtige Partien dieses lamellirten Quarzites durch Anthrazitpulver schwarz gefärbt und ähneln dann von Weitem einigermaassen den Kieselschiefern (Hirschberg).

Wenn in dem jüngsten Cambrium die quarzitischen Lagen gut ausgebildet, noch zusammenhängend und unzerdrückt, und gegen die glimmerigen Schieferlagen zwischen ihnen scharf abgesetzt sind, dann ist bei nicht zu starker Schieferung oder Fältelung die Bedingung zur Erhaltung der Sträusschen von *Phycodes circinnatus* gegeben, welche die Schichtflächen auf der unteren Seite im Hautrelief schmücken, als Abgüsse der ehedem knorpeligfesten Algenkörper.

Unterhalb der Phycodeszone finden sich hie und da ein oder zwei Schichtenfolgen eines sehr feinkörnigen, schwärzlichgrauen, dachschiefernden, dem untersilurischen Hauptschiefer ähnlichen Schiefers eingeschoben.

Lokal wird unterhalb dieses dunkelen Schiefers, bezw. unterhalb der Phycodeszone das übrige obere Cambrium zu einem System von

Quarzitlagen und -bänken umgestaltet (z. B. im Westen des Gebirges), oder ist wenigstens ein derartiges System in die Schieferfolge eingeschoben (nördlich bei Greiz). In einzelnen Bänken wird das Gestein zu einem harten, grobkrystallinischen Quarzit und führt dann in der Regel viel Feldspathkörner, welche meist deutlich als klastischer Gemengtheil auftreten (z. B. unweit Station Neumühle zwischen Greiz und Berga), oft aber auch durch Umrisse und Spaltbarbeit, Umwandlungszonen und zonale Umgebung den Eindruck machen, als ob sie sich erst an Ort und Stelle gebildet hätten. Durch erbsengrosse Feldspathe wird solcher Quarzit bisweilen porphyrisch und den Harzer Porphyroïden ähnlich [1]) (Quirlthal bei Greiz, Neumühle u. s. w.). Bei Ueberhandnahme des Feldspaths und Eintritt von Glimmer wird er sogar gneissartig; hierher gehört der Hirschberger Gneiss [2]), der Gneiss von Gefell, vom Moosgrund, Neuhammer und gegenüber dem Katzenhübel zwischen Greiz und Berga, wo gute Aufschlüsse und Uebergänge in Quarzit und in sandige Schiefer einerseits, sowie in hornblendeführende Schiefer andererseits die Diagnose des Alters sicherstellen.

Die in der Regel grüngraue oder graue Färbung aller dieser Gesteine mit Ausnahme der gneissartigen und grobkörnigen Quarzite ändert lokal in eine violettgraue oder graurothe um, welcher Erscheinung ich später in einem besonderen Kapitel ausführlicher gedenken werde.

Das mittlere Cambrium besteht der Hauptsache nach in einem Schiefercomplex, welcher in der Mächtigkeit dem oberen Cambrium nachzustehen scheint, in Wirklichkeit aber mindestens ebenso mächtig, nur aber infolge seiner grösseren Nachgiebigkeit bei den Sattelungen des Gebirges in engere Falten gelegt und mehr verdrückt ist. Der Schiefer gleicht im Allgemeinen dem obercambrischen, ist aber noch etwas schimmernder und krystallinischer, von noch grünlicherem Grau und »bastiger«, d. h. ge-

---

1) Vergl. Lossen, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1869 und 1872.

2) Gümbel betrachtet es zwar noch nicht als gewiss, aber doch als höchst wahrscheinlich, dass der Hirschberger Gneiss in das Cambrium gehöre. Das sonstige Auftreten dieses Geteines in Ostthüringen beweist die Zugehörigkeit mit Evidenz (vergl. Gümbel, Fichtelgebirge, S. 128).

neigt, sich auf den Spaltflächen mit halbabgelösten, sehr kleinen und dünnen Schieferflasern zu bedecken. Die dünnen Quarzitblätter, welche die Schiefer der hangenden Abtheilung auszeichnen, verschwinden an der oberen Grenze der unteren rasch mehr und mehr und sind innerhalb dieser Abtheilung nur noch schwach angedeutet als lichtfarbige dünne Bänder oder als Höckerreihen, welche parallel geordnet über die Schieferflächen hinweglaufen. Unter solchen Umständen ist es nicht zu verwundern, dass sich hier vielorts wirkliche Dachschiefer entwickelt haben (Berga, Neumühle).

Die grünliche Farbe macht oft einer dunkelgraurothen oder violettgrauen Platz, entweder so, dass die Schiefer dadurch bunt gebändert erscheinen, oder so, dass die beiden Färbungen durcheinander laufen, oder endlich so, dass das ganze Gestein geröthet ist. Die Rothfärbung ist im mittleren Cambrium häufiger und umfassender wie im oberen.

Das untere Cambrium fehlt, wie schon bemerkt ist, auf dem Gebiet; ebenso fehlen die Feldspathphyllite, welche den Beginn der sicher azoischen Schiefer anzeigen.

2. Das Untersilur.

Der Horizont der bei Hof anstehenden Leimitzschichten [1]) ist in Ostthüringen, soweit unsere Erfahrungen reichen, nirgends auch nur angedeutet. Vielmehr baût sich unmittelbar über den Phycodesschichten des Cambriums und allenthalben vollkommen concordant eine Folge von Schiefern, bezw. Schiefern und Quarziten auf, welche trotz ihrer derjenigen des Cambriums zwar nachstehenden, aber immerhin noch recht beträchtlichen Mächtigkeit doch ausserordentlich arm an nur einigermaassen deutlichen organischen Resten ist, namentlich also auch von jenen von BARRANDE untersuchten Versteinerungen der Leimitzer Schichten nichts enthält. Diese Schiefer repräsentiren das untere Silur. Von Versteinerungen sind bis jetzt folgende gefunden worden: Spuren von

[1]) Vergl. GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 438.

Tangen, welche sich entweder als rostige, verzweigte Fäden auf den Schichtflächen hinziehen, oder als dunkle Schatten auf den Schicht- und Schieferungsflächen abheben; es ist mit ihnen aber nichts anzufangen. Seltener sind federspuldicke, röhrige, mit Querscheidewänden versehene Pflanzengebilde, welche sich als schattenhafte, wie aufgemalt aussehende Figuren auf den Bruchflächen des Gesteins (unterer Quarzit) markiren. Tief unten im Untersilur fanden sich ferner neuerdings im Dachschiefer entfernt- und grobzellige Graptolithen, die noch weiterer Funde und des näheren Studiums harren. Von Trilobiten [1]) endlich fand ich bis jetzt, abgesehen von einem unten zu erwähnenden Fall, auch nicht die geringsten Bruchstückchen.

Das eigentliche Hauptgestein des Untersilurs ist ein im frischen Zustande dunkelgrauer Schiefer, welcher, wenn er nicht gefältelt oder sonst sekundär umgewandelt ist, weniger schimmert und noch weniger krystallinischen Habitus hat, wie der normale cambrische Schiefer, sich aber, unter sonst gleichen Umständen, von den Schiefern jüngeren Alters durch einen gewissen stärkeren Schimmer und ein weniger erdiges Gefüge unterscheidet. Ein im allgemeinen recht gutes Kennzeichen ist das, dass er mit sekundär entstandenen, vereinzelten, silberweissen Glimmerblättchen durchsetzt ist, die das Gestein nach allen Richtungen durchkreuzen und parallel den Schicht- und Schieferungsebenen nur etwas zahlreicher eingelagert sind, als mehr quer zu denselben. Einzelne mehr oder minder mächtige Bänke der Schiefer entbehren freilich lokal dieser Eigenthümlichkeit; indess liegen solche Partien nie ganz im Hangenden oder ganz im Liegenden, sondern immer mehr in den mittleren Horizonten. Die Schiefer der jüngeren Formationen führen wohl auch zahlreiche weisse Glimmerblättchen, aber fast ausnahmslos nach der Schichtfläche geordnete, und es sind nur gewisse Schiefer des Mitteldevons an vereinzelten Lokalitäten in dieser Beziehung mit den untersilurischen zu verwechseln. Transversale Schieferung ist immer vorhanden, meist aber ist der Schiefer

[1]) Vergl. Richter über dergleichen vom Thüringer Wald in Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXIV, 72.

zu sehr durchklüftet, zu »schnittig«, als dass er Dachschiefer geben könnte. Doch liegen im Untersilur auch recht gute Dachschiefer (Gegend von Hirschberg) und sogar feine Tafelschiefer (Blintendorf). Die Schieferungsflächen sind wie im Cambrium, aber im Gegensatz zu denen in jüngeren Formationen »bastig«. Durch doppelte Schieferung entstehen hier und da Griffelschiefer.

Auch diese Schiefer werden durch feine Quarzkörnchen, die sich ihrer Masse reichlicher einmengen, oft sandig, und es steigert sich diese Einmengung unter Zunahme der Grösse der Quarzkörnchen bis zur Entwickelung von erst weicheren und dann harten und zähen Quarziten. Je vollkommener das Gestein als Quarzit ausgebildet ist, um so lichter sind seine Farben, und das steigert sich bis zum reinen Weiss (Grossenstein u. s. w.). Durch eingeschobene dünne quarzitische Lagen gebänderte Schiefer sind im Untersilur weit weniger häufig wie im Cambrium; vielmehr herrscht bei der Entwickelung der Quarzite die Tendenz vor, Folgen von reinen Quarzitlagen und -Bänken zu bilden, möglichst ohne Schieferinterpositionen. Es lassen sich solcher mehr oder minder mächtiger Quarzitzonen bei guter Entwickelung zwei unterscheiden, eine obere und eine untere, welche beide von Schiefermitteln eingefasst sind. Es ändert sich aber die Entwickelung der Quarzite in horizontaler Erstreckung sehr häufig und schnell: bald sind höchstens nur ein wenig sandigere Partien durch den ganzen untersilurischen Schiefer hindurch zu unterscheiden (Gegend von Plauen und überhaupt im Südosten des Gebiets), bald ist nur die untere Quarzitetage ausgebildet, bald sind es beide, bald ist es die obere bei nur schwacher Entwickelung der unteren. Dabei sind die Quarzite hier etwas thonig und weich und liefern daher gute Bausteine, dort in kurzer Entfernung sehr hart, splitterig und nur zu Wegeschotter tauglich.

Auch die untersilurischen Schiefer und Quarzite zeigen lokal vielorts eine rothe Färbung, bezw. Umfärbung.

Südlich von unserem Gebiet, in Bayern, unterscheidet Gümbel[1]) im Untersilur hauptsächlich zwei, durch die Thuringitschichten

[1]) Gümbel, Fichtelgebirge, 428.

vom Cambrium getrennte Stufen, eine obere, die Lederschiefer, und eine untere, die Dach- und Griffelschiefer; auch LORETZ[1]) unterscheidet westlich vom Gebiet, im Thüringer Wald, die Griffelschiefer von dem übrigen Silur. Für Ostthüringen ist eine derartige Scheidung des Untersilurs nicht durchzuführen, denn einmal ist die Entwickelung von Griffelschiefer überhaupt nur an wenig Punkten und dann immer horizontal wie vertikal nur sehr beschränkt zu beobachten, dann aber hat sie bald im untersten, bald im mittleren, bald auch im obersten Untersilur Platz gegriffen (Kirschkau bei Schleiz, Weida, Ronneburger Forst u. s. w.). Dachschiefercomplexe stehen allerdings hier und da im unteren Untersilur (Gefell, Hirschberg), aber nur vereinzelt, im südlichen Gebiet; aber Neigung zu Dachschieferung zeigt auch bisweilen, jedoch nur selten (südlich Saalfeld), der Schiefer des obersten Untersilurs; sonst kann man sie im ostthüringischen Untersilur nirgends gewahren. Im Westen des Gebiets (zwischen Saalfeld und Gräfenthal) sind die oberen Partien des Untersilurs durchweg sehr glimmerreich und dadurch leicht von den tieferen Schichten zu unterscheiden; anderwärts im Gebiet verhält es sich umgekehrt, und nur im Südosten (Vogtland) treten wieder ähnliche Verhältnisse ein.

Bei dem Mangel von zur Orientirung dienenden Versteinerungen ist dem Geologen eine bestimmte Zone recht willkommen, welche wenigstens über den vierten Theil des Gebiets hinweg einen Anhalt giebt: die Zone der unteren Thuringitschichten. Die Schiefer zwischen der unteren Quarzitetage und dem obersten Phycodesschiefer führen vielorts mehr oder minder mächtig, aber nie über $1\frac{1}{2}^{m}$ messende Lagen eines dickschiefrigen Gesteins, welches mit gestaltlosem grünen Thuringit imprägnirt oder mit concentrisch-schaligen Thuringitkörnern durchsetzt ist. Oft ist secundär der Thuringit in Rotheisenerz umgewandelt (Rotheisenoolith von Böhmsdorf bei Schleiz, von Triebes) oder auch in Eisenkies (Böhmsdorf), bisweilen auch mit Magneteisenoktaëdern gemischt oder durch einen Magneteisenquarzit vertreten (Sparenberg

---

1) Nach mündlicher Mittheilung.

bei Hirschberg a. S.). Die *Orthis* cf. *Lindstroemi*, die GÜMBEL in dem südlich angrenzenden Bayern in den Thuringitschichten aufgefunden hat, habe ich in Ostthüringen noch nirgends gesehen, wohl aber undeutliche organische Reste, welche an Foraminiferen erinnern, und unbestimmbare Bruchstücke von Trilobiten.

Leider ist diese untere Thuringitzone nur über einen kleinen Theil Ostthüringens verbreitet und tritt sporadisch auf, d. h. so, dass zwischen je zwei Oertlichkeiten des Vorkommens Orte liegen, wo sie im untersten Silur positiv fehlt. Ausserdem ist bei der Orientirung ein zweiter Umstand nicht zu übersehen: es giebt noch eine zweite Thuringitzone im mittleren Untersilur an der Basis der oberen Quarzitetage. Dieselbe ist in ihrem Vorkommen freilich noch beschränkter als die untere Zone (Saalburger Forst u. s. w.).

Etwas höher als letztere stellt sich — aber ebenfalls nur auf beschränktem Terrain (Hirschberg, Gefell) — eine geringmächtige Etage fälschlich sogenannten Kieselschiefers ein; es ist dies kein Lydit, sondern höchst feinkörniger, durch Anthrazit gefärbter Quarzit ohne Versteinerungen.

Sonst ist nur noch zu erwähnen, dass im Gebiet der unteren Quarzitetage, sobald die quarzitische Ausbildung weniger vollkommen ist, sich eigenthümliche Schichtabsonderungsgestalten zeigen: ovale, 1—6^{cm} lange, besser schimmernde Flächen guter Schichtabsonderung, eingerahmt von erhabenen oder vertieften Partien rauherer Absonderung. Zum Privatgebrauch haben wir wegen einer gewissen Aehnlichkeit die Bezeichnung »Glatzenschiefer« gewählt. Derselbe erscheint in jenem Horizont auf dem ganzen Gebiet, auch wo der Schiefer nur wenig sandig ist, und nirgends im höheren Untersilur.

3. Das Mittelsilur.

Mit jähem Gesteinswechsel lagert concordant über dem Untersilur eine Lagenfolge schwarzen, muschlig brechenden, fast ausnahmslos kurz wellig zusammengefalteten Kieselschiefers. Die Farbe ändert von Haus aus sehr selten in Grau oder Grauroth

ab, verbleicht aber selbstverständlich durch Verwitterung. Das Gestein zeichnet sich über das ganze Gebiet hin durch seine Gleichförmigkeit aus; nur im äussersten Westen (südlich von Saalfeld) wird das Gestein vielfach unter Verlust seines muschligen Bruches blättrig-schiefriger oder steht auch wohl einem weichen Alaunschiefer näher. Selten nur schieben sich zwischen die Kieselschiefer Schichten anderen Sedimentes ein, entweder dunkelgraue Schiefer vom Habitus der untersilurischen (Schleiz) oder hornige Quarzite in dünnen Bänken (Waidmannsheiler Forst u. s. w.).

Von Versteinerungen führt der mittelsilurische Kieselschiefer Kieselpanzer, ähnlich denen von Radiolarien [1]), unter verschiedenen, zahlreichen, geraden und krummen Graptolithen, namentlich die leitenden und zugleich häufigeren: *Monograpsus convolutus* His., *M. Linnaei* Barr., *M. Proteus* Barr.; *Diplograpsus palmeus* Barr., *Retiolites Geinitzianus* Barr. [2]). So reich die Graptolithen durch Arten und Individuen in diesem Gebirgsglied vertreten sind, so selten sind Reste höher organisirter Thiere, wie z. B. *Orthoceras tenue* Wahlenb. und *Orthis* cf. *callactis* Dalm.

4. Das Obersilur.

Ueber dem unteren Graptolithenschiefer lagert eine Schichtfolge, welche, wenn alle Glieder entwickelt sind, von oben nach unten folgende umfasst:

1. Alaunschiefer mit geraden Graptolithen, meist ziemlich mächtig.
2. Kalkknotenschiefer und Knotenkalk, weniger mächtig.
3. Kieselschiefer oder Alaunschiefer, sehr wenig mächtig.
4. Knotenkalk, ziemlich mächtig.
5. Alaunschiefer mit geraden Graptolithen, ziemlich mächtig.
6. Schiefer mit Kalk in Knoten und Lagen, wenig mächtig.
7. Alaunschiefer mit geraden Graptolithen.

[1]) Vergl. Rothpletz, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1880, 449.

[2]) Vergl. Geinitz, »Die Graptolithen« 1852. Die bei weitem meisten der in diesem Werk aus unserem Gebiet aufgeführten Arten entstammen dem Mittelsilur und nur sehr wenige dem Obersilur. Vergl. auch Richter in Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1875, 266.

Diese Reihenfolge ist durchaus nicht überall so vollkommen entwickelt, und fehlen namentlich die wenig mächtigen Einlagerungen 3. und 6. häufig genug. Dann erscheint das Ganze als eine Knotenkalketage, welche eine mächtige Alaunschieferetage mit geraden Graptolithen zum Hangenden und eine weniger mächtige, ganz gleiche Etage zum Liegenden hat. Ganz unzweifelhafte Aufschlüsse, bei welchen keine Ueberkippung vorliegen kann und Alaunschiefer mit geraden Graptolithen im Liegenden des Kalkes ansteht, finden sich an den Wetterabergen und südöstlich bei Saalburg, südwestlich bei Plauen, westlich und südwestlich bei Saalfeld u. s. w. Leider sind an allen diesen Punkten die Graptolithen meist nicht gut genug erhalten, dass man leicht constatiren könnte, ob die Arten im hangenden Alaunschiefer andere sind, als die im liegenden, und es bleibt die Lösung dieser Frage der nächsten Zukunft vorbehalten. Vorläufig ist demnach das Obersilur Ostthüringens als eine Alaunschieferetage aufzufassen, innerhalb deren eine oder zwei Knotenkalketagen auftreten.

Der Alaunschiefer sieht bräunlich- bis russschwarz aus, ist ziemlich weich, selten kieselig-härter und dann von uneben-muschligem Bruch, nie von vollkommen glattmuschligem wie der Schiefer des Mittelsilurs. Er enthält nur gerade Graptolithen, zwischen denen sich höchst selten ein etwas gebogener einstellt, der dann aus dem unteren dünneren Stück eines Stockes besteht; die spiraligen Graptolithen des Mittelsilurs und überhaupt dessen oben aufgeführte leitende Arten fehlen gänzlich. Bisweilen ist auch dieser schwarze Alaunschiefer roth gefärbt; es verbirgt sich dann aber diese Färbung unter dem, das Gestein schwarz färbenden Anthrazitpulver und tritt erst zu Tage, wenn die Verwitterung das Gestein bleicht.

Der Knotenkalk ist den Knotenkalken des Oberdevons sehr ähnlich, unterscheidet sich aber von denselben durch den beträchtlich höheren Gehalt an fein eingemengten Silicaten und Quarzkörnchen. Vielorts zeigt er die Neigung, scharf zonal abgegrenzt braun zu verwittern und sich in Ocker zu verwandeln, weshalb ihn Gümbel mit dem Namen Ockerkalk belegte; allein ebenso oft zeigt der obersilurische Kalk in Ostthüringen diese Eigenschaft

nicht, namentlich dann nicht, wenn die Färbung röthlich oder rothfleckig ist; und sodann haben die oberdevonischen Kalke diese selbe Eigenschaft lokal in so ausgezeichnetem Grade, dass eine Unterscheidung am Handstück unmöglich wird (zwischen Saalfeld und Gräfenthal, bei Schleiz u. s. w.). Trotz der grossen Aehnlichkeit mit den oberdevonischen und den Knotenkalken auch der anderen Formationen hat der obersilurische doch einen besonderen Habitus, der sich freilich mit Worten kaum scharf bezeichnen lässt; er ist rauher im Bruch, etwas härter und schwerer, oft auch in besonderer Weise krystallinisch.

Die vorherrschende Färbung ist ein lichtes Grau, welches aber auch in's Gelbliche und in ein Roth übergeht. Die zugehörigen Schiefer, auch die eingelagerten Kieselschiefer, sehen dunkelgrau aus.

An Versteinerungen finden sich ausserordentlich selten *Orthoceras bohemicum* Barr. und *Cardiola interrupta* Brod., dagegen recht häufig Säulenstücke und weniger häufig einzelne Glieder von Crinoideen.

5. Das Unterdevon.

Das Unterdevon des Gebietes wird durch eine Folge von Schiefern repräsentirt, welche sich bezüglich ihrer Mächtigkeit zwar nicht entfernt mit dem Unterdevon der Rheinlande u. s. w. vergleichen lässt, aber in Ostthüringen das Mittelsilur sowohl, wie das Obersilur immer übertrifft. Die Schiefer sind meist grau und zwar lichter grau, wie die des Untersilurs, — bisweilen aber, und zwar namentlich in den jüngsten Unterabtheilungen, auch dunkelgrau bis schwärzlich, — lokal vielorts gelbgrau bis lehmfarbig, — da, wo die Gesteine aller Formationen dem Röthungsprocess unterlegen sind, auch rothfleckig bis grauroth. Die Schicht- und Schieferflächen sind ziemlich matt, — lokal aber auch schimmernd oder sogar stark schimmernd. Diese Schiefer setzen als normales Gestein die ganze Abtheilung zusammen.

Es schieben sich nun in dieselbe ein dünne Lagen eines feinkörnigen grauen Quarzites, und zwar in der Regel in der Weise, dass sich eine Anzahl solcher Lagen unmittelbar, nicht getrennt durch Schiefer, sondern höchstens durch eine dünne Glimmerlage,

folgen und verwachsend eine dünne, viertelzöllige bis zolldicke »Schwarte« bilden, deren untere Fläche mit der erhabenen Skulptur von Regentropfenspuren, Thierfährten und Abdrücken von *Lophoctenium* und Nereïten bedeckt sind. Diese Nereïtenquarzite fehlen vielorts ganz (südlich von Ronneburg, bei Hohenleuben, Plauen), oder sie sind nur schwach entwickelt (Weida, Ronneburg, Pirk bei Plauen u. s. w.), oder sie sind stärker entwickelt (Schleiz u. s. w.); nie aber nehmen sie so zu, dass sie die Schieferzwischenlagen verdrängten oder auch nur sehr zurücktreten liessen. Wo sie ausgebildet sind, sind sie es am stärksten in den unteren — nicht in den untersten — Partien und nehmen von da an nach oben stetig ab, so dass die Schiefer zuletzt quarzitfrei werden. In den untersten Partien sind sie nur noch vereinzelt zu finden. Oefter, und dann recht bezeichnend, sind die unterdevonischen Quarzite mit einem Beisatz von Carbonaten der Kalkerde und der Oxydule von Eisen und Mangan versehen; dann sehen sie lichtgrau aus und verwittern mit scharf abgesetzter dunkelbrauner Zone (Schleizer Wald u. s. w.).

Sehr vereinzelt finden sich in den Schiefern noch gröbere, conglomeratische Gesteine eingebettet, deren Bindemittel theilweise kalkiger Natur ist und in Folge der Verwitterung schwindet und das Gestein mürbt, so dass die gerade in diesen Schichten häufigen Versteinerungen dem Auge zugänglich werden. Derlei Schichten liegen vorzugsweise in den tiefsten Regionen (Saalfeld), aber auch noch etwas höher hinauf (zwischen Saalfeld und Gräfenthal).

Charakteristisch für das ostthüringische Unterdevon sind die Tentaculitenschälchen, welche in unendlicher Menge den Schiefern eingemengt sind oder wenigstens eingemengt waren. Nach sorgfältiger Untersuchung aller Gesteinsvarietäten stellen sich folgende Erhaltungszustände des durch die Pteropoden gelieferten Kalkes heraus:

a. Aechte Schiefer mit gut erhaltenen Kalkschälchen, von dunkler, selten weisslicher Farbe. Durch neuzeitliche Verwitterung und Auslaugung wird der Kalk gänzlich weggeführt unter Hinterlassung deutlicher oder durch Häutchen von Eisenhydroxyd weniger deutlich gewordener Abdrücke und Steinkerne.

b. Kalkhaltige Schiefer; sie enthalten stets eine sehr grosse Menge nur theilweis unversehrter, meist aber zerbrochener und geknickter Kalkschälchen und dazwischen feine Kalkkörnchen, die offenbar von zerriebenen Tentaculiten herrühren. Das Gestein enthält oft bis 50 pCt. kohlensaure Kalkerde.

c. Die Schälchen sind zwar geraume Zeit nach dem Niederschlag des Gesteins, aber noch vor seiner endlichen Härtung und Verfestigung, — wie es scheint, in der Zeit der Transversalschieferung, — theilweis oder ganz aufgelöst und fortgeführt worden. In diesem Fall sind die Tentaculiten meist nur durch kleine Knötchen und Wülstchen auf den Schiefer- und Schichtflächen angedeutet. Horizontal gehen derartige Schiefer innerhalb einer Zone in die beiden oben geschilderten Schiefer über.

d. Die Kalkmasse der feinen Tentaculitenschälchen löste sich noch früher auf, noch während sich das Sediment schlammartig auf dem Meeresboden häufte und schied sich aus der in der weichen Masse vertheilten Lösung wieder unter Concentrirung auf gewisse Punkte in Gestalt von Kalkknollen aus, wie sich der Kalk im Löss noch heute zu Lössgeoden concentrirt. Die Kalkknoten selbst enthalten (wenigstens im Schliff) noch deutliche und scharf abgegrenzte Tentaculiten, aber mit meist deutlich eingeätzter Schale. In dem Schiefer zwischen den Knoten ist meist keine Spur von diesen Schalen zu erkennen.

Die Knoten der Kalkknotenschiefer häufen sich bisweilen, nie aber bis zu dem Maasse, dass aus dem Gestein ein Knotenkalk würde; in der Regel aber sind die Knoten weniger gehäuft. Die Schiefer mit Kalkknoten bilden meist eine continuirliche, öfter aber auch zwei oder drei durch knotenfreie Schiefer getrennte Stufen. Sie nehmen keinen ganz scharfen Horizont in dem Unterdevon ein, wie sie überhaupt eine ausserordentlich wechselnde Mächtigkeit zeigen von 0 bis 11 ^{m}. Immer aber sind sie in den unteren Partien des Unterdevons eingelagert, und zwar so, dass unterhalb der Kalkknotenschiefer noch knotenfreie Schiefer liegen in einer Mächtigkeit von etwa $^{1}/_{4}$ bis 8 ^{m}, in welchen dieselben Tentaculiten vorkommen wie höher oben, in den Knotenschiefern und darüber, namentlich auch die typischen und häufigen *Tentacul.*

acuarius und *T. cancellatus* Richt., sowie die grossen glatten Formen. [1]) — Wie schon bemerkt, ist die Entfaltung der Kalkknotenschiefer local sehr verschieden: bald fehlen sie ganz (östlich bei Ronneburg, zwischen Gera und Berga), oder sie sind nur angedeutet durch wenige, rundliche, lichtere Flecken im Schiefer, welche ein wenig kohlensauren Kalk enthalten (um Ronneburg, Schleiz u. s. w.), bald sind sie deutlich ausgebildet, aber in geringer Mächtigkeit, nur wenige Lagen zählend (Saalburg, westlich von Hohenleuben), oder sie bilden grössere Schichtenfolgen (Hohenleuben, Zeulenroda, Probstzella).

6. Das Mitteldevon.

Das Mitteldevon Ostthüringens ist bezüglich seiner Versteinerungen charakterisirt durch sehr zahlreiche Individuen von *Favosites polymorphus alcicornis* und *cervicornis* Goldf., *Calamopora fibrosa* Goldf., *Cladocora Goldfussi* Gein., *Atrypa reticularis*, ferner durch kleine Cypridinen, unter denen aber niemals *C. serrato-striata* sich befindet, und durch das sehr spärliche Vorkommen von Tentaculiten. [2])

Es zeigt bezüglich seiner lithologischen Entwickelung soviel Verschiedenartigkeit und locale Abweichungen wie keine andere geologische Abtheilung in Ostthüringen. Schon die Gesammt-Mächtigkeit beweist das, denn sie schwankt zwischen Null und etwa der des Unterdevons, d. h. sie steigt, wenn man die eingeschalteten Diabaslager mitrechnet, bis zu der bedeutenden Mächtigkeit des Unterdevons an, was für Ostthüringen schon viel besagen will, und wird geringer und geringer (Gera, Plauen) bis zum gänzlichen Verschwinden (Saalfeld).

---

[1]) Näheres über die einzelnen Versteinerungen in den fleissigen Arbeiten Richter's »Beiträge zur Paläontologie des Thüringer Waldes« 1848 und 1856 (mit F. Unger), sodann in zahlreichen kleineren Abhandlungen Richter's in der »Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft« 1849 bis 1875, ferner in Kayser's »Fauna der ältesten Devonschichten am Harz« S. 263.

[2]) Näheres betreffs der Versteinerungen in Geinitz' »Versteinerungen der Grauwackenform. Sachsens« und in meiner Abhandlung zu der Sektion Zeulenroda.

Während die Schiefer des Untersilurs und Cambriums wie auch die weit jüngeren des Kulms gewisse, oft kaum mit Worten genau zu bezeichnende, gemeinsame Merkmale haben, an denen sie der mit dem Gebiete vertraute Geognost erkennt, vermisst man an den Gesteinen des Mitteldevons einen gemeinsamen Charakter. Das den meisten Vorkommen gemeinsame Merkmal ist noch das, dass dieselben zum grösseren Theile bis tief unter die Oberfläche durch ihre Masse hindurch vollständig gebräunt sind, — so vollständig, dass man nur höchst selten, bei Gelegenheit der Anlage tiefer Brunnenschachte und bergmännischer Gruben, auf Schieferklötze stösst, deren Kern noch bläulichgrau erscheint. Daneben aber treten auch überall, namentlich bei gut entwickelter transversaler Schieferung oder bei Verkieselung, schwarzgraue, sich nicht bräunende Schiefer auf. Manche derselben sind dunkel, glimmerreich und dann fast mit den untersilurischen zu verwechseln. Als Braunschiefer und Braunwacken stellen sich die mitteldevonischen Sedimentgesteine aber doch vorwiegend dar, und zwar über das ganze Gebiet hinweg mit Ausnahme des äussersten Westens (nördlich von Gräfenthal und Probstzella), wo grau bleibende Schiefer die Mehrheit bilden, die theilweise den untersilurischen in ihrem Habitus etwas ähnlich werden. Weiterhin ausserhalb des Gebietes in südwestlicher Richtung werden die Schiefer bald zu grauen Dachschiefern.

Recht bezeichnend für das ostthüringische Mitteldevon sind folgende, freilich auch nur local auftretende Gesteine: Der muschlig brechende Braunschiefer: es ist das ein höchst feinkörniger, dick geschichteter, nicht oder nur grob quergeschieferter Schiefer von leber- bis dunkelholzbrauner Farbe, der sich durch seinen ausgezeichnet muschligen Bruch und durch eine diesem entsprechende polyëdrische Zerbröckelung auszeichnet. In ganz frischem Zustande ist er nur ausserordentlich selten, infolge glücklichen Zufalls, zu finden; dann sieht er dunkelblaugrau aus. Local ist er mit Kieselerde so stark imprägnirt, dass er zu einem splittrigen Kieselschiefer wird und bald einem lichtgrauen Feuerstein, bald auch dem mittelsilurischen schwarzen Kieselschiefer sehr ähnlich wird. Dann bräunt er sich nicht, sondern erbleicht an der Erdoberfläche von aussen herein und nur schwierig.

Ein anderes, ebenfalls recht häufig auftretendes Gestein sind die Braunwacken: tiefbraune, von Haus aus jedoch ebenfalls in grauen Nüancen gefärbte Conglomerate von Schiefer-, Grauwacken- und Diabasbrocken wechselnder Grösse, verkittet durch feineren Schliech derselben Gesteine und durch kohlensauren Kalk. Die Grösse der Brocken ist meist eine mässige, etwa die von Erbsen. Vielorts werden jedoch die Rollstückchen auch grösser, bis zuletzt kugelige Diabas- und Dioritgeschiebe, auch Granitkugeln, von Faust- und Kopfgrösse das Gestein der Hauptsache nach zusammensetzen (zwischen Ronneburg und Schmölln), oder ebenso grosse Geschiebe von Granit und Quarzit (Oelsnitz), oder aber sie werden feiner, und es ähnelt das Gestein schliesslich einem braunen Sandstein, dessen einzelne Bestandtheile nur mit der Lupe zu unterscheiden sind (Magwitz bei Plauen, zwischen Saalfeld und Probstzella). Bald wiegen in dem feineren Conglomerate die Schiefergeschiebe stark vor (Hohenleuben), bald die Quarzite und Quarze (Mühltroff, Weida), bald die Diabase, und es wird durch letztere das Gestein zu einem echten Tuff. Ganz fehlt irgend einer der genannten Gemengtheile niemals, vielmehr kann man auch in den diabasärmsten Varietäten wenigstens mit Lupe und Mikroskop noch Diabaspartikeln in hinreichender Menge finden, und so auch Schiefer und Quarzite in den ganz tuffähnlichen. Die Schiefer und Quarzite entstammen, wie die Gesteinsbeschaffenheit und namentlich auch die darin enthaltenen Versteinerungen lehren, zumeist aus den älteren mitteldevonischen und den unterdevonischen, aber auch aus anderen älteren Lagern. — Als öfter wiederkehrende Eigenthümlichkeit möchte ich noch erwähnen, dass diese Gesteine in ihrer Gestalt noch leidlich erhaltene, aber in ihrer Substanz in Kaolin umgewandelte Orthoklase enthalten (Gera, Weida, Schleiz). Auch stellen sich in ihnen oft Brocken eines sehr feinkörnigen, reichlich mit Mandeln ausgestatteten, nach der Auslaugung bimssteinartig aussehenden Kalkmandeldiabases ein, wie ich solchen im Mitteldevon und in älteren Schichten Ostthüringens nicht kenne (Saalburg, Lobenstein, Plauen). — Die Bänke und Lagen der geschilderten Braunwacken treten zwar in keinem scharf bestimmten Niveau auf, sind aber vorzugsweise im oberen Drittel des Mittel-

devons zu Hause und tiefer nur selten zu finden. Hierher gehören auch die Planschwitzer Gesteine, die vermöge ihrer Versteinerungen allerdings einem hohen Horizonte des Mitteldevons angehören und deren Petrefacten GEINITZ (l. c.) beschrieben hat. Noch ist zu bemerken, dass auch die oben beschriebenen Conglomerate verschiedenorts dem Processe der Verkieselung unterlegen sind (zwischen Mühltroff und Pausa, Schleiz, nördlich bei Oelsnitz u. s. w.).

Wenn auch durch Uebergänge mit den Conglomeraten verbunden, so ist doch als in vieler Beziehung selbstständig der Braunsandstein aufzuführen, ein Gestein, welches vorherrschend aus feineren Quarzkörnern von sehr gleichmässigem Korn, verbunden durch kohlensauren Kalk und etwas Schieferschliech, besteht. Von Hause aus lichtgrau ist auch dies Gestein bis auf grosse Tiefe gebräunt. — Im Gegensatz zu den Conglomeratbänken sind die Braunsandsteinbänke in dem mittleren und unteren Drittel des Mitteldevons häufig. Auch zeigen sie darin einen Gegensatz, dass sie versteinerungsfrei sind oder wenigstens nur höchst seltene, meist unbestimmbare Bruchstücke von Petrefacten enthalten, während wunderlicher Weise die weit grobkörnigeren Conglomerate viel häufiger dergleichen führen, oft sogar mit Versteinerungen angefüllt sind (Kirschkau bei Schleiz, Posterstein bei Ronneburg u. s. w.). Rasche Abwechselung dünner tuffartiger und kalkigsandiger Lagen mit feinschieferigen lässt die mitteldevonischen Gesteine vielorts gebändert erscheinen.

Im Nordosten des Gebietes und auch sonst hie und da sind die beschriebenen Gesteine dem Röthungsprocess unterworfen gewesen, wenn auch nicht in dem Grade, wie die anderen Formationen.

7. Das Oberdevon.

Auch das Oberdevon schwankt in seiner Mächtigkeit, also in seiner Entwickelung überhaupt, in Ostthüringen sehr beträchtlich, wenn auch nicht ganz in dem Maasse wie das Mitteldevon, und zeigt auf ganz kurze horizontale Entfernungen hin nicht nur eine ganz andere Gesammtmächtigkeit, sondern auch einen ganz anderen petrographischen Habitus.

Im Wesentlichen ist diese Abtheilung aus Schiefern zusammengesetzt, welche sich von denen des Mitteldevons in der Regel schon äusserlich leicht unterscheiden, in den lichtgelblichgrauen Varietäten etwas weniger leicht von den entsprechenden unterdevonischen, in gewissen seltener vorkommenden dunkelgrauen, gut transversal geschieferten Abänderungen ziemlich schwierig von unterkulmischen. Es sind meist glimmerarme Schiefer, weit ärmer an Schiefernädelchen wie die unterdevonischen und älteren, ziemlich matt auf Schicht- und Schieferfläche, lichtgrau bis grünlichgrau von Farbe, auch in dunkelgraue Nüancen übergehend, oft durch Verwitterung licht gelbgrau bis lehmfarbig, aber auch von Hause aus häufig roth oder violett.

In diesen Schiefern haben sich nun, genau der jedesmaligen Schichtungsebene entsprechend, Kalkconcretionen ausgeschieden, bald nur durch lichtere Färbung und schwache Imprägnation mit Calcit angedeutet, bald besser entwickelt, aber an der Umgrenzung noch mit der Schiefermasse verflösst, bald endlich auch schärfer von der letzteren gesondert. Das Gestein zeigt demnach alle Uebergänge vom parallelfleckigen Schiefer durch minder oder mehr mit Knoten ausgestattete Kalkknotenschiefer hindurch bis zum bestimmt ausgesprochenen Knotenkalk, in welchem die einzelnen Kalkknoten nur noch durch ganz dünne glimmerige Schieferflasern getrennt sind und ihre schichtweise Anordnung nur noch schwierig erkennen lassen. Bei vollkommenster Entwickelung der kalkführenden Schiefer und des Oberdevons in Ostthüringen überhaupt kann man drei Knotenkalk-, bezw. Kalkknotenschiefer-Etagen innerhalb der Abtheilung unterscheiden, welche unter einander und von den hangenden und liegenden Schichten durch stärkere Schieferzwischenmittel getrennt sind: zwei untere mit vorherrschenden Goniatiten und eine obere mit auffällig zahlreichen Clymenien. Uebrigens sind die Schichten bei weitem nicht so versteinerungsreich wie weiter südwärts im Bereich des Fichtelgebirges in Nordostbayern[1]), und es ist auch im Allgemeinen der

[1]) Gümbel, Die Clymenien in den Uebergangsgebilden des Fichtelgebirges, 1863.

Erhaltungszustand nicht so gut, namentlich nicht in den Schiefern. Als besonders häufig[1]) und für die Diagnose des Gesteins wichtig sind anzuführen: *Clymenia laevigata* Münst. für den Clymenienkalk; *Goniatites retrorsus* v. Buch, *G. Bronni* Münst., *G. intumescens* Beyr., *Orthoceras ellipticum*, *Phragmoceras subpyriforme* Münst. für den Goniatitenkalk; *Cypridina serrato-striata* für die Kalke, namentlich aber auch für die Schiefer der ganzen Abtheilung; *Posidonomya venusta* Münst. für die Clymenienkalke und die Schiefer über denselben (Venustaschiefer); endlich ein grosser Reichthum an Tentaculiten in allen Schiefern und Kalken. Unter diesen Tentaculiten fehlen die grossen glatten Formen, welche das Unterdevon auszeichnen, und erscheinen sehr zahlreiche, lange, eng und scharf gerippte und wieder sehr kleine, glatte und zartgerippte Formen. Innerhalb der unteren Goniatitenkalk-Etage lässt sich vielfach ein bestimmter Horizont beobachten: eine höchstens bis zu einem halben Meter Mächtigkeit erreichende, meist aber nur spannendicke Schicht bald mehr schieferigen, bald mehr kalkigen schwärzlichen Gesteins mit zahlreichen *Cardiola retrostriata* und anderen Cardiolen, vielen *Tentaculites tenuicinctus* und besonderen kleinen Goniatiten. Diese Zone (Cardiolazone) ist oft auch dann noch kenntlich, wenn die unteren Goniatitenkalke nur als Kalkknotenschiefer ausgebildet sind oder auch gar keine Knoten enthalten. Auch in den Venustaschiefern markirt sich vielorts eine wenig mächtige Zone fast schwarzen, dickschichtigen Schiefers, meist charakterisirt durch sehr zahlreiche und sehr kleine Tentaculiten.

So vollkommen gegliedert stellt sich aber das Oberdevon in unserem Gebiet nur an sehr wenigen Punkten dar, die theilweise durch Striche mit weit mangelhafter entwickelter Schichtenreihe getrennt sind (z. B. Schleiz, Zeulenroda). Sehr gewöhnlich fehlen die Clymenienknotenkalke und sind nur durch Kalkknotenschiefer vertreten, im Westen durch Schiefer mit mehr vereinzelten sehr grossen Kalkknauern (zwischen Saalfeld und Probstzella) — oder es fehlen die Kalkknoten gänzlich (im Osten, aber auch sonst ver-

[1]) Betreffs der weniger häufigen Arten findet man Näheres in meiner Abhandlung zu der geol. bearbeiteten Section Zeulenroda, S. 34.

schiedenorts im ganzen Gebiet). Am meisten Verbreitung haben die Knotenkalke der Goniatitenbänke; aber auch diese stellen sich oft nur als Kalkknotenschiefer dar (z. B. Zeulenroda) oder auch als reine Schieferetage (z. B. Ronneburg). Hier und da hat sich die Kalkführung in der Weise ausgebildet, dass die gewöhnlichen Schiefer mit dünnen Lagen kalkig-sandiger Natur wechsellagern, wodurch gebänderte Querbrüche entstehen (Weida).

Grauwacken und ähnliche Sandsteingebilde sind in unserm Oberdevon im Ganzen seltene Erscheinungen. Sie stehen ziemlich hoch in der Abtheilung (Gera) und bilden im äussersten Westen (Saalfeld, Probstzella) einige scharf abgegränzte Bänke, welche bald mehr grau, bald mehr roth gefärbt, den harten kulmischen Grauwacken sehr ähnlich, von dem Kulm aber durch die dort den Clymenienkalk und Venustaschiefer repräsentirenden Schiefer mit mehr einzelnen, aber sehr grossen Kalknoten geschieden sind. Die Grauwacken treten demgemäss nur im äussersten Nordosten und im Westen des Gebietes auf und fehlen sonst im Oberdevon Ostthüringens.

Dafür schieben sich verschiedenorts bald dünne Lagen, bald stärkere Bänke von Conglomerat ein, welches theilweise (Weischlitz b. Plauen, südlich bei Gera) nur aus Lyditfragmenten besteht.

Wo die ächten Grauwacken fehlen, da stellen sich meist oft sehr mächtige Lager von Diabasbreccien und Tuffen ein, und zwar von ächten Tuffen, in denen Schieferbröckchen und andere Gesteinsfragmente nicht eruptiver Herkunft nur selten anzutreffen sind. Hierdurch unterscheiden sich die oberdevonischen Tuffe von den mitteldevonischen. Nur den Tuffen von feinerem Korn ist bisweilen viel Schieferschliech beigemischt. — Näheres über diese Lager werde ich in einem späteren Capitel bringen.

8. Der Kulm.

In Ostthüringen ist bis jetzt vom Carbon bloss die ältere Abtheilung, der Kulm, nachgewiesen; die jüngere, produktive Steinkohlenformation ist mittels verschiedener tiefer Bohrlöcher zwar gesucht, aber noch nicht aufgefunden worden.

Abgesehen von den Strichen der Fältelung und Runzelung und der Buntfärbung, von denen später die Rede sein wird, zeigen die Gesteine des Kulms von den verschiedensten Gegenden Ostthüringens weit mehr Uebereinstimmung wie diejenigen des mittlern und obern Devons. Er besteht der Hauptsache nach aus einer Folge von Schiefern und Grauwacken, bezw. auch Grauwackensandsteinen, und lässt sich, allerdings unter etwas schwankender gegenseitiger Abgrenzung, in eine untere Abtheilung, bestehend aus vorherrschenden Schiefern mit Grauwackensandsteinen und nur wenigen gröberen Grauwackenbänken, und in eine obere Abtheilung trennen, welche vorherrschend aus Grauwacken mittleren und gröberen Kornes mit eingeschalteten Schieferbänken und nur wenig Grauwackensandsteinlagen zusammengesetzt ist.

8a. Der untere Kulm.

Der Schiefer des unteren Kulms ist mittelgrau bis schwarzgrau, fast matt, wo er der Runzelung nicht unterlegen ist, und führt gern Glimmer, welcher (im Gegensatz z. B. zum untersilurischen Schiefer) die Schichtflächen partienweise belegt oder wenigstens denselben parallel in die Schiefermasse eingelagert ist. Die Schiefernädelchen in letzterer sind kleiner und weniger zahlreich wie in älteren Schiefern. Transverse Schieferung ist durch das ganze Gebiet zu beobachten, vielfach auch doppelte oder sogar dreifache. Zu Dachschiefern aber ist das Gestein durch einfache Schieferung nur da ausgebildet, wo die zwischenlagernden Grauwackensandsteine in grösserer vertikaler Erstreckung auf dünne Lagen reducirt sind, so dass der Schiefer hinreichend vorwiegt (Probstzella, Lehesten, Lautenberg, Wurzbach u. s. w.). Die Dachschiefer des unteren Kulms unterscheiden sich von den älteren (im Untersilur u. s. w.) durch den gänzlichen Mangel an Bast und durch mattere Schieferflächen. In den Gebieten der Runzelung freilich hält letztgenanntes Merkmal nicht Stich; hier aber dachschiefert das Gestein auch nur sehr unvollkommen. Verwitternd erhalten die Schiefer lichte Zonen, und es treten auf den mit Stein-

gebröckel belegten Hängen von Hohlwegen, Schurflöchern u. s. w. eigenthümliche dunkelbraune Ueberzüge auf den Spalt-, Kluft- und Bruchflächen zu Tage, welche wie lackirt aussehen.

Die Grauwackensandsteine bilden im unteren Kulm sehr dünne, oder auch mächtigere, bis ein und zwei Zoll starke, seltener dickere Bänke, die sich an einzelnen Orten zu kleinen Etagen zusammendrängen. Auch flache, scharfkantig auslaufende Linsen von 0,05 bis 0,5^{m} horizontalem und 0,02 bis 0,15^{m} vertikalem Durchmesser aus feinkörnigem, sehr harten und zähen dunkeln Sandstein, die nicht Druckerzeugnisse, sondern ursprüngliche Sedimenterscheinungen sind, kommen im tiefern Kulm häufig vor und sind für ihn gerade recht bezeichnend. Das Gestein besteht aus feinen Quarzkörnchen und wenigen gleich grossen Schieferbröckchen, welche durch einen feinen, kieselerdereichen Schieferschliech verkittet sind, und ist meist ziemlich hart, oft geradezu quarzitisch. Die Farbe ist ursprünglich dunkelgrau und von der des Schiefers kaum verschieden, bleicht aber weit schneller als die des letzteren und verursacht so eine helle Bänderung. Die zu Tage liegenden Stücke sind hellgrau bis gelblichgrau und bis weisslichgrau. Mehren sich die Lagen dieses Gesteins (Ebersdorf, Lobenstein), dann wird der Schiefer dazwischen meist recht kurzklüftig.

Seltener sind im untern Kulm Conglomerate anzutreffen; sie treten local auf und spielen auch dann nur eine unbedeutende Rolle. Das Gestein besteht aus gut abgerundeten Rollsteinen, vorwiegend von Quarzit, Schiefer und Quarz, daneben auch von Kieselschiefer, Adinole, Orthoklas, Plagioklas, kohligem Alaunschiefer, welche durch einen sehr feinsandigen Schieferschliech verbunden sind.

Während die eben beschriebenen Conglomerate keinen bestimmten Horizont innerhalb des unteren Kulms einhalten, sondern bald da, bald dort, bald gar nicht auftreten, giebt es andere Conglomerate, die stets nur im Liegenden des unteren Kulms vorkommen und da, wo sie erscheinen, mit den obersten Schiefern oder den stellvertretenden Breccien des Oberdevons durch Ueber-

gänge verbunden sind. Es sind dies die Granitconglomerate. Dieselben sind aus gut abgerundeten, erbsen- bis kopfgrossen Rollstücken von Granit, Granulit, Granitporphyr und Quarzit zusammengesetzt, welche durch Sandkörner und Granitgrus und meist nur sehr wenig feinen Grauwackenschliech, seltener durch chloritische Substanzen verkittet werden (Reuth, Elsterberg, nördlich Plauen).

In einigen Gegenden Ostthüringens bilden schwärzliche Kalke das Liegende des untern Kulms, und zwar in wenigen, zusammen höchstens 2^m messenden Bänken. Die eben genannten Granitconglomerate und die Kalke schliessen einander aus; wo jene vorhanden sind, fehlen diese, und umgekehrt. Wo sie auch erscheinen, immer ist eine Abtheilung derselben oder auch das Ganze als Oolith ausgebildet.

Dieser führt allenthalben eine und dieselbe Foraminiferenart, neben dieser einen, überall gemeinen Art aber auch noch einige andere seltenere Arten, die wie jene die Kerne der Oolithkörner bilden und nur im Schliff zu erkennen sind. Der Foraminiferenoolith führt in Ostthüringen sonst nur noch undeutliche Bruchstücke anderer Versteinerungen und diese selten genug. Dafür gesellt sich im äussersten Südosten des Gebiets zu dem Oolith noch eine oder zwei Lagen eines dunkelgrauen Kalkes mit vielen Brachiopoden, worunter *Productus mesolobus* u. a. — Foraminiferenoolith und Brachiopodenkalk sind in Ostthüringen Vertreter des Kohlenkalks und daselbst nur sehr spärlich entwickelt (bei Zeulenroda, Schleiz, Plauen u. s. w.).

Daneben steht noch ein anderes Kalkgestein im untern Kulm, aber nicht ganz unten im Liegenden, sondern etwas höher oben, wenn auch immer noch innerhalb der tieferen Schichten. Das ist eine Kalkgrauwacke, ein Gemenge von schlecht abgerundeten, hirsekorn- bis höchstens wallnussgrossen Brocken älterer Schiefer und Quarzite, sehr selten auch einmal von Diabasen oder Hornblendegestein, verkittet durch reichlichen Calcit, etwas feineren Grauwackenschliech und Anthracitpulver. Das Gestein sieht bläulich schwarzgrau, verwittert braun aus und bildet starke Bänke,

welche sich local zu einer bis 6ᵐ mächtigen Etage vereinigen. Diese Bänke enthalten viel Versteinerungstrümmer und namentlich Crinoidenstielglieder, welche letzteren bisweilen die Hälfte der ganzen Masse ausmachen. Die schwarzen Kalkgrauwacken sind auf die weitere Umgebung von Elsterberg beschränkt.

Kieselschieferlager, welche im Kulm des Harzes und anderwärts eine so grosse Rolle spielen, fehlen in Ostthüringen; nur tief unten, wenige Meter oberhalb des Kohlenkalks, stösst man local (zwischen Auma und Zeulenroda, östlich Schleiz u. s. w.) auf einen Horizont, wo im Schiefer schwarze, kugelige Geoden und breitere, linsenförmige Fladen eingebettet sind, welche aus einer dem Kieselschiefer ganz ähnlichen Masse bestehen und ursprünglich wohl immer eine Anhäufung von Schwefelkies enthalten haben. Diese Geoden führen viellobige Goniatiten, namentlich *Goniatites crenistria* und *G. mixolobus*.

8b. Der obere Kulm.

Die Conglomerate, welche im oberen Kulm vorwiegen, gleichen in ihrer Znsammensetzung denen des unteren Kulm vollständig, nur dass der verkittende Schliech meist noch ein Ankeritähnliches, stark eisenhaltiges Kalkcarbonat enthält, wodurch sich die Verwitterungsprodukte röthliche, bisweilen auch bräunliche Farben aneignen. Auch die Schiefer sind denen des unteren ähnlich, nur sind sie durchschnittlich ärmer an färbender Kohle und daher etwas lichter bläulichgrau, etwas gröber von Korn und weniger zur transversalen Schieferung geneigt. Dachschiefer führt der obere Kulm nicht.

Andere Gesteine giebt es in dem ostthüringischen oberen Kulm nicht.

Der gesammte Kulm besitzt eine für die ostthüringischen Verhältnisse beträchtliche Mächtigkeit. Ist man bei dem Mangel eines scharfen Horizontes innerhalb der Abtheilung und bei den gewaltigen Sattelungen, Stauchungen und Zerreissungen auch nicht im Stande, die Grösse der Mächtigkeit zu berechnen, so kann

man doch mit Bestimmtheit behaupten, dass sie diejenige der älteren Abtheilungen vom Oberdevon bis zum Mittelsilur, ja bis zum Untersilur hinab beträchtlich übersteigt.

So mächtig aber auch der gesammte Kulm ist, so wenig kann man in ihm einen durch Versteinerungen oder durch besondere petrographische Eigenthümlichkeiten ausgezeichneten Horizont entdecken, wenn man von den ganz im Tiefste nstehenden Kohlenkalkoolithen und Geodenschiefern absieht. — Die *Posidonomya Becheri* Bronn, welche anderwärts für den Kulm, bezw. für gewisse Partien desselben leitend ist, fehlt in unserm Gebiet ganz und gar. Dafür begegnen uns thierische und pflanzliche Formen nicht nur ziemlich reichlich an Artenzahl, sondern auch an vielen Oertlichkeiten. Dieselben sind zwar für den ostthüringischen Kulm recht bezeichnend, aber leider durch die ganze Abtheilung hindurch zu finden. Dahin gehört *Calamites transitionis* Göpp., im untern Kulm selten, im oberen um so häufiger, je jünger die Schichten; *Sagenaria remota* Göpp., von der dasselbe gilt, *Dictyodora Liebeana* Gein. dann Weiss, in der Nähe der Grenze zwischen unterm und obern Kulm, wie es scheint, häufiger als in den andern Partien; *Palaeochorda spiralis* Gein. im untern Kulm häufiger als im obern; *Phyllodocites thuringiacus* Gein. und *Ph. Jacksoni* (?) Emmons, welche durch den ganzen Kulm hindurch vorkommen.[1]) Mit den Crinoidenstielgliedern, die eine häufige Erscheinung sind, lässt sich nichts anfangen. Nicht unmöglich ist es, dass einige interessante Formen, die sich bisher nur je an einer einzigen Localität fanden, auch noch anderwärts entdeckt werden, und dass dann mit Hilfe derselben sich innerhalb des mächtigen Kulmgebietes Horizonte aufstellen lassen, die das Ganze gliedern (*Schizopteris Guilelmi imperatoris* Weiss, *Palaeophycus Hartungi* Gein., *Lophocte-*

[1]) Ueber die selteneren Versteinerungen des ostthüringischen Kulms vergl. Geinitz und Liebe: »Ein Aequival. der takonischen Schichten Nordamerikas in Deutschland« 1866, in welcher Abhandlung wir damals die Wurzbacher Schiefer noch für beträchtlich älter hielten, ferner Richter »Der Kulm in Thüringen« in Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1864, und neuerdings Weiss, Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt 1883, S. 81.

nium rhabdiforme Weiss, *Lepidophloios* sp. u. s. w.). Auch die verschiedenen Formen von *Phyllodocites* Gein., *Crossopodia* Mc. Coy, *Nereïtes* Mc. Leay, werden vielleicht dereinst bei zahlreicheren glücklichen Neufunden und reichlicher vorhandenem Material Anhaltepunkte geben; so sehr auch die Deutungen dieser vom Volk »versteinerte Schlangen« genannten Dinge auseinander gehen. Blosse Fährten von Würmern sind es nicht, da sie eine sehr substanzielle Achse gehabt haben, welche sich noch bei der Erhärtung des Gesteins und bei der Schieferung sehr wirksam gezeigt hat.

II. Unregelmässigkeiten in der Ablagerung der palaeozoischen Systeme.

1. Ungleichmässige Entwickelung der einzelnen Abtheilungen.

Wie schon eingangs erwähnt ist, hält es in Ostthüringen ausserordentlich schwer, die Mächtigkeit der einzelnen palaeozoischen Systeme und ihrer Abtheilungen auch nur annäherungsweise zu bestimmen, weil bei den gewaltigen Sattelungen und Faltungen im Ganzen ein grosser Mangel an Versteinerungen herrscht, und gerade bei den mächtiger entwickelten Abtheilungen gliedernde Horizonte fehlen. Gleichwohl ist die Berechnung und Abschätzung nicht in dem Maasse erschwert, dass man sich nicht über die Verschiedenheit der relativen Mächtigkeitsentwickelung an den verschiedenen Localitäten ein richtiges Urtheil bilden könnte.

So ist zuerst bald ersichtlich, dass die Mächtigkeit des untern Silurs verhältnissmässig sehr constant ist; geringer mächtig ist es zwischen Zeulenroda und Hohenleuben, bei Kirschkau und an einigen anderen Punkten, und dort fällt diese Erscheinung jedenfalls damit zusammen, dass hier die Quarzitetagen nicht oder nur unvollkommen zur Entwickelung gelangt sind.

Auch das Mittelsilur zeigt sich ziemlich constant mächtig, obgleich es an verschiedenen Punkten den Anschein hat, als ob seine Mächtigkeit sehr gering oder verschwindend sei. Das sind aber Punkte, an welchen deutlich eine spätere Fortführung des schon abgelagerten Materials stattgefunden hat, ehe sich die jüngeren Schichten darüber legten (Umgebung von Zeulenroda u. s. w.). Indess lässt sich nicht läugnen, dass im Westen des Gebietes das

Mittelsilur mit seinen Lyditen überhaupt vielfach nicht so recht zur mächtigen Ausbildung gelangt ist.

Aehnlich verhält es sich mit dem Obersilur, dessen Knotenkalketage hier und da, ohne dass man von stattgehabten Auslaugungsprocessen oder von Verwerfungen etwas gewahren könnte, weniger mächtig wird (östlich bei Schleiz, Lobenstein, Punkte bei Plauen u. s. w.) oder fast gar nicht zur Entwickelung gekommen ist (Gegend von Pausa-Mühltroff). Sonst ist die Mächtigkeit der Kalketage eine recht gleichmässige. Für die Alaunschiefer im Liegenden wie im Hangenden des Kalkes scheint für den ersten Anblick das Gegentheil Geltung zu haben; allein es stellt sich hier bei näherer Untersuchung in der Regel eine starke Verquetschung des weichen Materials, oder aber eine nachträgliche Abspülung und Fortführung heraus.

Ganz anders verhält es sich mit den verschiedenen Devonabtheilungen. Da baut sich zuerst das Unterdevon bald recht mächtig, bald viel weniger mächtig auf, und dies hängt, wie die Untersuchungen bald lehren, zusammen mit der Entwickelung einerseits der Nereïtenquarzite und andererseits der Kalkknotenschiefer. Wenn in den tiefern Schichten die Kalkknoten wenigstens angedeutet oder wenn dort die mit dunkelbrauner Zone verwitternden Nereïtenquarzite und zugleich die jüngsten unterdevonischen, durch dunkle Farbe und Armuth an Tentaculiten ausgezeichneten Schiefer vorhanden sind, dann ist der Fall ziemlich ausgeschlossen, dass die Mächtigkeit der Formation durch Wegspülung oder Verwerfung geschmälert ist, und wir können dann beurtheilen, ob sie grösser oder geringer ist. So ist das Unterdevon weniger mächtig entwickelt bei Kirschkau zwischen Schleiz und Zeulenroda, südwestlich von Hohenleuben u. s. w.

Noch weit auffälliger ist die verschiedenartige Entwickelung des Mitteldevons, welches freilich auch durch die grosse Mannigfaltigkeit seiner Gesteine excellirt. Da es vom Oberdevon stets concordant überlagert wird, ist an allen den Oertlichkeiten, wo das Mitteldevon unter dem Oberdevon ausstreicht, an eine Abspülung des Mitteldevons zwischen der Mittel- und Oberdevonzeit nicht zu denken, sondern höchstens an eine solche während der

Mitteldevonzeit (— wovon später —). Die ganze Schichtenfolge präsentirt sich bei Kirschkau, bei Weissendorf nördlich bei Zeulenroda, bei Oelsnitz in bedeutendster Mächtigkeit, bei Hohenleuben, Gera u. s. w. dagegen viel weniger. Mitten zwischen Saalfeld und Gräfenthal ist es ziemlich mächtig, wird von hier nach Saalfeld zu (Laasen u. s. w.) immer weniger mächtig, misst bei Weischwitz nur noch einige Meter und hört ganz auf, so dass es auf der ganzen Strecke zwischen hier und Saalfeld fehlt, und das Oberdevon dem Unterdevon unmittelbar aufliegt; da hier das oberste Unterdevon und unterste Oberdevon, beide deutlich ausgesprochen, an einander abschneiden, und die vielorts verbogene Grenze zwischen ihnen hinreichend offen zu Tage liegt, ist an eine grosse Verwerfung nicht zu denken, welche das obere Devon neben das untere gezogen haben könnte.

Beim Oberdevon begegnen wir ganz denselben Verhältnissen. Auf ganz kurze horizontale Entfernungen hin finden sich gewaltige Aenderungen in der Entwickelung und Mächtigkeit. Im äussersten Nordosten, wo die Kalke, Kalkknoten und Grauwacken ganz fehlen, besteht das Oberdevon in einer wenig mächtigen Schieferetage (Ronneburg); schon mächtiger wird es, wo die Kalkknoten sich häufiger einstellen (Weida, Gera u. s. w.), und am mächtigsten, wo Goniatiten- und Clymenienkalke gut entwickelt und ausserdem noch mit Diabasbreccien vergesellschaftet sind (Schleiz, Ebersdorf u. s. w.). Auf wie kurze Strecken hin die Entwickelung sich ändert, dafür bietet die Gegend zwischen Zeulenroda und Schleiz ein sehr gutes Beispiel: dort sind am Kapfenberg bei Pahren die drei Knotenkalke der Abtheilung gut ausgebildet und versteinerungsreich; es sind zwei Breccienlager nebst einem Kalkdiabaslager eingeschoben, und Alles ist durch Hohlwege, Steinbrüche und Bergbau auf das Beste aufgeschlossen; $2^1/_4{}^{\text{km}}$ von dort, am Mühlberg, ist das durch Steinbrucharbeiten ebenfalls gut aufgeschlossene Oberdevon auf eine Schieferfolge mit wenig Kalkknoten reducirt, ohne Breccien und Diabase, bietet aber die noch gut ausgebildete Cardiolazone mit den charakteristischen Versteinerungen, die obere Goniatitenzone und endlich die Clymenienzone mit noch deutlicher *Cl. laevigata* dar; hier ist die

Mächtigkeit mindestens 12 Mal kleiner als dort! Es steht dieser Fall nicht vereinzelt da, vielmehr kann man auf dem ganzen Ausstreichen zwischen Gera und Schleiz noch öfter Aehnliches beobachten.

Der Kulm unterscheidet sich wieder durch eine gleichmässigere Ausbildung, obgleich auch er, namentlich in seiner unteren Stufe, offenbar noch viel Verschiedenheiten bietet.

2. Zerstörung gewisser Lager.

Wenn im folgenden Abschnitt von der Zerstörung schon abgesetzter Gesteinslager die Rede ist, so sind damit nicht die Zerstörungen und Wegführungen gemeint, die noch jetzt vor sich gehen, auch nicht diejenigen aus der langen Festlandszeit Mitteldeutschlands, welche der Triaszeit folgte, sondern vielmehr nur diejenigen, welche in der palaeozoischen Zeit bis zum Abschlusse der Carbonperiode stattgefunden haben.

Im untersten Unterdevon enthalten die Conglomerate und Schiefer sicher bestimmbare Bröckchen von untersilurischem Schiefer (Ronneburg, Knobelsdorf bei Saalfeld u. s. w.), von mittelsilurischem Lydit (Grobsdorf bei Ronneburg), und von weichen dunkeln Schiefern, die nicht gut anders als auf die obersilurischen Alaunschiefer bezogen werden können. Es beweist dies eine Zerstörung der in grösster Nähe befindlichen silurischen Schichten vor dem Niederschlag des Unterdevons.

Im Mitteldevon treten Schiefer auf, welche Brocken unterdevonischer Schiefer mit den bekannten unterdevonischen Tentaculiten enthalten (am schönsten im Nonnenwald bei Saalburg); diese Schichten liegen ungefähr in der Mitte der mitteldevonischen Schichtenfolge. Brocken von Nereïtenquarzit sind in den hier und da auftretenden tiefmitteldevonischen Conglomeraten eine gewöhnliche Erscheinung und deuten auf eine Abschwemmung des ostthüringischen Unterdevons in der Mitteldevonzeit. Daneben kommen noch Bruchstückchen vor von mittelsilurischem Lydit und untersilurischem Schiefer und Quarzit aus der Nähe, — aber auch von Gesteinen, die jetzt in der Nähe nicht anstehen; die

schon erwähnten Kalkdiabasfragmente, und im Südosten des Gebietes Granite, Gneisse, Granulite, die auf östlich und südöstlich gelegene Gegenden verweisen. Sogar das Mitteldevon selbst ward in dieser Zeit von der Zerstörung ergriffen: im obern Mitteldevon finden sich in den daselbst häufigen gröberen Conglomeraten und Tuffen aus der nächsten Nähe stammende Stücke von ostthüringischen mittleren und älteren Mitteldevongesteinen: muschlig brechende Braunschiefer, feine Conglomerate mit *Orthis nana* und Kalkgrauwackensandsteine, welche sämmtlich unverkennbar sind (Weida, zwischen Schleiz und Zeulenroda, Saalburg u. s. w.).

Unterhalb des Clymenienkalkes und im Hangenden des Oberdevons, aber auch sonst vereinzelt innerhalb des letzteren liegen hier und da wunderbarer Weise immer vereinzelte dünne Lagen bis dicke Bänke eines Conglomerates, welches der Hauptsache nach aus Kieselschieferstückchen zusammengesetzt ist und auf weitgreifende Zerstörung des ostthüringischen Mittelsilurs während der Oberdevonzeit hinweist.

3. Uebergreifende Lagerung.

Während die Abtheilungen des Silurs und Cambriums stets concordant übereinander lagern und scheinbare Abweichungen von dieser Regel sich stets rasch durch Verwerfung erklären, stellt sich die Sache beim Unterdevon anders. Wie ich schon früher nachgewiesen habe[1]), lagert das Unterdevon meist auf dem Mittelsilur (mit 62 pCt. der ausstreichenden Grenze), sodann noch am gewöhnlichsten auf dem Untersilur (mit 22 pCt.) und nur selten auf dem Obersilur (mit 16 pCt.), und hier häufiger auf dem Knotenkalk (mit 9 pCt.) als auf dem Alaunschiefer im Hangenden desselben (mit 7 pCt.), der doch in Ostthüringen das jüngste Silur repräsentirt. Allerdings ziehen bisweilen Verwerfungsspalten das Unterdevon neben das ältere obere, das mittlere und untere Silur hinab; allein das ist nur auf geringe Strecken der Fall und keineswegs auf den vollen erwähnten 93 pCt. des Ausstreichens.

---

[1]) In »Die Seebedeckungen Ostthüringens«, 1881.

Die untere Grenzlinie des Unterdevons gegen das mittlere und untere Silur verläuft fast immer in so vielen Curven und Windungen, dass an eine Verwerfung nicht gedacht werden kann, sondern nur an übergreifende Lagerung.

Besonders beachtenswerth ist in dieser Beziehung das halbinsel- und inselartige Auftreten, welches dem Unterdevon im Nordosten vielfach eigen ist. Hier sind, um einen Fall ausführlicher zu besprechen, östlich von Ronneburg die palaeozoischen Schichten zu einer Mulde zusammengeschoben, innerhalb deren als jüngstes Gebirgsglied auf einer Linie von 8 ^{km} Länge das Unterdevon so weit abgeschwemmt ist, dass es sieben, unter sich und mit banachbarten gleichaltrigen Schichten nicht in Verbindung stehende Inseln bildet. Von diesen sind fünf im Ausstreichen rings vom Mittelsilur umschlossen, und zwei vom Mittelsilur und nur an einer Seite vom Obersilur.

Eben so wichtig sind Profilaufschlüsse, welche die discordante Ueberlagerung der älteren Schichten durch das Unterdevon dokumentiren. Hierher gehört z. B. die an der Basis des Unterdevons liegende Decke zusammenhängenden Diabases, welche durch Thaleinschnitte soweit abgetragen ist, dass sie unter sich der Reihe nach obersilurischen Alaunschiefer und Knotenkalk und Mittelsilur hervortreten lässt (Weckersdorf bei Zeulenroda), ferner die Nordseite des Triebichsthales bei Saalburg, wo am steilen Hang das Unterdevon ohne verwerfende Kluft leidlich horizontal der Reihe nach auf Untersilur, Mittelsilur, Untersilur, Mittelsilur, Obersilur liegt. In demselben Maasse, in dem die Kartirung Ostthüringens fortschreitet, mehren sich auch die Beweisstellen für eine vielfach übergreifende Ablagerung des Unterdevons.

Das Mitteldevon liegt dem Unterdevon stets concordant auf, so dass mir keine Stelle bekannt ist, wo es einer älteren Formation regulär aufgelagert wäre. Innerhalb desselben aber sind die Lagerungsverhätnisse oft sehr unregelmässig, und man sieht sehr häufig Profile, wo schon abgelagerte mitteldevonische Schichten wieder weggespült und die Breschen und Lücken von jüngeren Mitteldevonschichten überdeckt sind, — Erscheinungen, wie sie der Buntsandstein in Ostthüringen oft genug bietet.

Das Oberdevon, zusammen mit dem Kulm, zeigt wiederum an gar nicht wenig Punkten übergreifende Lagerung, wie schon aus dem hervorgeht, was ich oben (S. 31) über die Entwickelung des Mitteldevons mitgetheilt habe. Es liegt auf dem Unterdevon (der ganze Strich bei Saalfeld, auch im Südosten) oder auf älteren Schichten, z. B. auf dem Untersilur (Reichenbach, Reuth). Dabei greift der Kulm über mit nur geringfügig entwickeltem Oberdevon (nördlich Reichenbach) oder nur mit der zum obersten Devon gehörigen hangenden Breccie (Brunn, zwischen Greiz und Reichenbach, Punkte bei Plauen, nördlich Elsterberg) oder endlich sogar ohne das Oberdevon (zwischen Greiz und Pausa, bei Lobenstein).

4. Schlussfolgerungen.

Aus all dem bisher Mitgetheilten geht mit Sicherheit hervor, dass die ostthüringischen palaeozoischen Schichten sich in einem flachen Meerestheil abgesetzt haben. Es sprechen, um die Beweise kurz zusammenzufassen, dafür die grosse Mannigfaltigkeit der Sedimente, der rasche Wechsel derselben, die überall häufigen Quarzite und Conglomerate, die ausserordentlich ungleichmässige Entwickelung der Kalkniederschläge und die Zerstörung und Wegführung eben erst zum Niederschlag gelangter grösserer und kleinerer Schichtencomplexe. Dazu kommt noch die — später zu besprechende — grosse Häufigkeit sehr verschiedenartiger Eruptivmassen, da bis jetzt noch kein Beispiel bekannt ist von Eruptionen auf dem Grunde der eigentlichen Tiefsee, wohl aber eine Menge von Beispielen solcher in flacherer See und entlang der Küstenstrecken. Endlich erwähne ich noch die Wellenfurchen, welche auf den unteren Schichtflächen des oberen Quarzits im unteren Silur (Pausa, nördlich bei Hirschberg, Weida, Hohenleuben u. s. w.), auf denen der Nereïtenquarzite im Unterdevon (Lobenstein, Ronneburg u. s. w.) und auf den Grauwacken des Kulms (Neustadt, Schleiz) vorkommen, sowie die Regentropfenspuren, welche die Nereïtenquarzite vielorts ebenso schön und regelmässig aufgetragen zeigen wie die in dieser Beziehung berühmtesten Buntsandsteinplatten.

Gegen Ende der Silurperiode hob sich, indem zugleich eine Periode mächtig entfalteter vulkanisch-plutonischer Thätigkeit mit anfänglich gehäuften Ausbrüchen von Titaneisendiabas eintrat, das ganze jetzt ostthüringische Gebiet des ehemaligen Meeresbodens so hoch, dass an vielen Stellen die Zerstörung und Wegführung schon fertiger silurischer, namentlich obersilurischer, aber auch mittelsilurischer Sedimente ihr wechselvolles Spiel beginnen und durchführen konnten. Mit Beginn der Devonzeit senkte sich das Ganze wieder, so dass es im Verein mit den im Süden, Südosten und Südwesten anstossenden Nachbargebieten einen gegen früher beträchtlich tieferen, wenngleich gegenüber der eigentlichen Tiefsee doch immer noch flachen Theil des grossen Devonmeeres [1]) bildete, welches hier wohl durch Untiefen und Inseln — nicht durch Festland — unterbrochen war. In der Mitteldevonzeit fand wieder eine Hebung statt, soweit, dass Wogengang und Strömung eben abgesetzte Schichten wieder zu zerstören vermochten, und dass stellenweise ein beträchtlicher Niederschlag fester Theile überhaupt nicht stattfinden konnte. Eine neue Periode der Senkung dauerte vom Beginn der Oberdevonzeit bis in die Zeit des älteren Kulm hinein; die Senkung fand vielfach wohl verhältnissmässig rasch und ruckweise statt, und es erhöhte sich dabei die schon in der ältern und mittlern Devonperiode sehr grosse und anhaltend wirksame Thätigkeit der Eruptivgewalten, bis am Ende der Devonzeit diese lange Periode erhöhter Thätigkeit sich abschloss mit gehäuften Ausbrüchen von Kalkmandeldiabasen und der Produktion zum Theil sehr mächtige Breccien- und Tufflager. Am Ende der Kulmzeit hob sich der Boden des jetzigen Ostthüringens wieder hoch empor, in Bewegung gesetzt durch die gleichzeitige und in verhältnissmässig kurzem Zeitraum fertiggestellte Emporpressung des Erzgebirges und Frankenwaldes, welche für Ostthüringen eine neue geologische Zeit einleitete.

---

[1]) Hierbei ist vorausgesetzt, dass die jüngsten Silurabtheilungen Barrande's den älteren Devonbildungen Mittel- und Westdeutschlands entsprechen. Vergl. u. A. Kayser »Fauna der ältesten Devonschichten am Harz«.

III. Schichtenstörungen vor der jüngeren Carbonzeit.

Um die ostthüringischen geotektonischen Verhältnisse zu verstehen, ist es durchaus nothwendig, dass man die Zeit vor der produktiven Carbonperiode trennt von den nachfolgenden Perioden. Die am tiefsten einschneidenden Veränderungen des ursprünglichen Schichtenaufbaues haben nach Abschluss der älteren und während der jüngeren Carbonzeit, einige auch schon früher, wahrscheinlich während der jüngeren Silurzeit, stattgefunden. Wir beginnen mit der wichtigsten und folgenschwersten Störung, mit der

1. Sattelung.

Die Hauptsattelung trat ein am Ende der älteren Carbonzeit und hängt zusammen mit einer gewaltigen Hebung des Landes in dem Winkel zwischen dem jetzigen Frankenwald und Erzgebirge, infolge deren sich das Meer zurückzog und das heutige Ostthüringen und Vogtland als Festland zurückliess.

Das Streichen der einen Sattelung ist mit nur geringen Abweichungen h. 3 gerichtet, also genau nordöstlich. Diese Sattelung ist im Grossen leicht erkennbar beim Anblick unserer geologischen Aufnahmekarten und noch mehr der Uebersichtskarte, sowie auch beim Anblick der Landschaft selbst; die vorstechenden Bergrücken halten jene Richtung ein, und die vorragenden Bergkuppen ordnen sich in parallele, nordöstlich gerichtete Reihen. Im Gebiet der reinen Schiefer ohne scharf abgesetzte eingelagerte Quarzitlagen ist die Sattelung im Gefüge der Gesteinslager nicht immer leicht kenntlich, namentlich auch deshalb nicht, weil die Schieferung vielfach die Schichtung maskirt. Indess giebt es doch, wie es bei dem durch die Haupt- und Nebenthäler der Saale und

Elster tief ausgefurchten Terrain nicht anders zu erwarten ist, eine sehr grosse Anzahl von Punkten, die dem Geologen die Sattelung klar darlegen. Dieselbe ist in der Regel verhältnissmässig scharf und eng, so dass die einzelnen Achsen einander nahe gerückt sind und die Flügel sehr steil ansteigen. Die letzteren sind da, wo sie ziemlich saiger stehen, wieder in kleineren Falten in der Richtung des Hauptstreichens wellig hin- und hergebogen. Diese secundären, aber gleichzeitig mit den Hauptsätteln entstandenen Falten zeigen im Querschnitt in der Regel sehr scharfe Biegungen, so dass sich hyperbolische Durchschnittslinien bilden und oft genug eine mehr oder weniger senkrecht nach unten verlaufende Zickzacklinie entsteht. Bei der Bildung derartiger secundärer Falten hat der vertikale Druck der eigenen Schwere als Hauptfaktor gewirkt (Lehesten, Wurzbach, Neustadt, Auma, Berga, Elsterberg u. s. w.). Da die Achsen der Sättel dem Kamme des Erzgebirges parallel laufen, ist es gerechtfertigt, diese Schichtenstauung mit der Entstehung des Erzgebirges in Zusammenhang zu bringen und sie die erzgebirgische Sattelung zu nennen. Sie herrscht weit und breit vor, selbstverständlich im Osten, in der Nähe jenes Gebirges, noch mehr als im Westen, ist aber auch hier noch recht deutlich (Saalfeld, Wurzbach, Lehesten) und erstreckt sich sogar noch weiter westlich[1]) und südlich[2]) in die Nachbargebiete hinein. — Ein so gewaltiger, weithin wirkender seitlicher Druck setzt uns in Erstaunen, auch wenn uns unsere anderweitigen Studien die grösste Hochachtung vor der Allgewalt der Zusammenziehung erkaltender Körper beigebracht haben. Ich habe auf einer Linie, die von Neustadt a. O. aus ungefähr nach Südost verläuft, gelegentlich der geologischen Aufnahme Beobachtungen angestellt und Berechnungen versucht, welche bei der Häufigkeit der verwerfenden Spalten freilich kein sicheres Resultat geben konnten, aber doch im Stande waren, eine annähernd richtige Anschauung zu liefern. Danach beträgt die durch die erz-

[1]) Vergl. unsere beigegebene Uebersichtskarte und die Abhandlung von Loretz, betreffend »die cambrisch-phyllitische Schieferreihe des thüringischen Schiefergebirges«, im Jahrbuch d. preuss. geol. Landesanst. 1881.

[2]) Vergl. die einschlägigen Karten und Beobachtungen Gümbel's.

gebirgische Sattelung herbeigeführte Verkürzung der horizontalen Dimension der uns zugänglichen äusseren Erdkruste auf jener Linie und sicher in gleicher Weise auch auf dem ganzen östlichen und mittleren ostthüringischen Gebiet mindestens das Zweiundeinhalbfache; die Entfernung also desjenigen Punktes, den jetzt Neustadt a. O. auf der Erdoberfläche inne hat, von einem weit südöstlich am jetzigen Fuss des Erzgebirges belegenen Punkt beträgt jetzt $9^1/_2$ Meilen und betrug einst vor der Sattelung $23^3/_4$ Meilen; und dem ist sicher ein »wenigstens« beizufügen. — Wenn ich oben gesagt habe, dass sich die erzgebirgische Sattelung nicht allenthalben so ganz unvermittelt klar dem Auge darlegt, so hat dies seine Ursache auch mit in einer zweiten Sattelung, welche zwar schwächer wie jene wirkte und nur im Westen im äusserlichen Auftreten imponirt, bei alledem aber allenthalben — bis zum äussersten Nordosten — noch Spuren ihres Waltens hinterlassen hat: es ist das die überall h. 9 bis h. $9^2/_3$, also nordwestlich streichende Sattelung vom Frankenwald. Ihr verdankt z. B. die schöne, imposante Bergreihe der Gartenkuppen bei Saalfeld ihr Dasein, an deren nordöstlichem Fusse wiederum die erzgebirgische Sattelung in ihre Rechte eintritt. Da sich beide Sattelungen fast rechtwinkelig kreuzen, ist an einzelnen Oertlichkeiten zwar das Verständniss des Schichtengefüges oft ausnehmend erschwert, verschiedentlich ist aber das Zusammenwirken beider Störungen auch leichter zu erkennen, wie z. B. an den Muckenbergen bei Lobenstein, wo über einen Frankenwaldsattel drei erzgebirgische Mulden hinweglaufen, in der Gegend südöstlich von Ronneburg, nördlich von Probstzella u. s. w. — In der Regel sind die Sättel der Frankenwaldrichtung schwächer, d. h. von weit kleineren Radien, wie die der ersten Richtung und oft nur angedeutet durch eine Art Faltenwurf, den die Flügel dieser letzteren Sattelung senkrecht zum Streichen zeigen. Fast möchte man hieraus schliessen, dass die beiden Störungen sehr verschiedenen Alters seien. Dem ist aber nicht so; wenn auch, wie wir später sehen werden, die Frankenwaldsattelung etwas jünger ist wie die erzgebirgische, so liegen sie doch keineswegs weit auseinander und überdauern beide sicher den produktiven carbonischen Zeitabschnitt nicht.

Daneben zeigen sich noch deutliche Wirkungen einer älteren Faltenbildung mit einem h. 1 bis $1^1/_2$, also nordnordöstlich verlaufenden Streichen. Diese ältere, später wohl meist durch jene Störungen aus der carbonischen Zeit verwischte Sattelung ist noch schön zu beobachten südlich Saalburg u. s. w. und namentlich nördlich bei Greiz, wo der mächtig entwickelte, emporgewölbte, obercambrische Quarzit im Stande war, den späteren Zusammenschiebungen vermöge seines wenig biegsamen Materials erfolgreich Widerstand zu leisten; die Rücken des Sauberges und der Gomla'er Berge bei Greiz bestehen aus derartigen Sätteln. Welche Gebirgsachse die zu ihrer Entstehung nöthige, seitlich wirkende Kraft geliefert hat, das ist jetzt nicht abzusehen. Vielleicht ging die Bewegung gar nicht von einer ausserhalb liegenden Achse aus, sondern hatte vielmehr ihre Ursache in einer mehr eng localen Zusammenziehung.

Eine ebenso alte oder nur um weniges jüngere Sattelbildung mit dem Streichen h. 7 bis $7^1/_2$, also Ostsüdost, kreuzt in der Gegend von Greiz-Reichenbach die eben geschilderten Riesenfalten fast rechtwinklig, wie sich später die carbonischen Sattelungen rechtwinklig schneiden.

Diese älteren Sattelbildungen aber müssen nothwendig schon vor der Devonzeit fertig ausgebildet worden sein, denn das gesammte ostthüringische Devon nebst den jüngeren Systemen lässt keine Spur der geschilderten beiden, auf Cambrium und Untersilur beschränkten Sattelungen gewahren.

Eine fünfte, aber ebenfalls schwächer entwickelte Sattelbildung streicht ungefähr h. 6, also westöstlich, und findet sich nur im äussersten Süden und Südosten des Gebietes. Sie ist vielleicht mit der Entstehung des Fichtelgebirges in Zusammenhang zu bringen; doch kann das nur eine Vermuthung sein. Sie umfasst ein noch kleineres Terrain wie die vorige.

2. Die Schieferung.

In einem bestimmten ursächlichen Zusammenhange mit der Sattelung steht die Schieferung sicher, d. h. dieselbe drängende

Kraft, welche die Sättel zusammenschob, hat nach Vollendung der Faltung die Schieferung veranlasst. Auf die Eigenthümlichkeiten der geschieferten Gesteine und auf die Art der Kraftwirkung bei der Schieferung brauche ich nicht näher einzugehen, da LORETZ über die entsprechenden Verhältnisse auf dem Nachbargebiete treffliche Arbeiten geliefert hat. [1]) Nur eine kleine Abweichung meiner Anschauungen gestatte ich mir hier zu erwähnen, welche darin besteht, dass nach meiner Ueberzeugung die Querschieferung nicht direkt durch den von der drängenden Gebirgsachse ausgehenden Druck erzeugt wird, sondern vielmehr durch den Gegendruck: sobald die Aktion der Sattelbildung beendet war und das sie bedingende horizontale Drängen anfing aufzuhören, musste infolge der hohen elastischen Spannung, welche bei der Faltung in der Gesammtheit der Gesteinslager hervorgerufen war, der Gegendruck zur Wirksamkeit gelangen. Diese Wirksamkeit musste sich in einer Richtung äussern, welche sich zusammensetzt einmal aus der horizontalen, ursprünglichen und dann aus einer zweiten, welche aus dem in senkrechter Richtung von unten nach oben immer schwächer werdenden Druck der eigenen Schwere und der dadurch bedingten nach oben immer grösser werdenden Verschiebbarkeit der Theilchen resultirte. Daraus ergab sich also eine Verschiebung, resp. zunächst die Tendenz zu einer Verschiebung in der Richtung gegen die Gebirgsachse der betreffenden Sattelung mit mehr oder weniger stark ausgeprägter Modificirung schräg aufwärts, und diese manifestirt sich in der Querschieferung.

Die erste, d. h. die am meisten hervortretende Schieferungsebene fällt in der weit überwiegenden Mehrzahl der Fälle nach Nordwest bis Nordnordwest, in einer Minderzahl nach Südost bis Südsüdost ein, hat also das erzgebirgische Streichen und ist als Nachwirkung der entsprechenden Sattelung zu betrachten. Wie die vom Erzgebirge ausgehende Sattelung in Ostthüringen die dominirende ist, so dominirt auch die entsprechende Schieferung

---

[1]) »Ueber Transversalschieferung und verwandte Erscheinungen im thüringischen Schiefergebirge« (Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanst. 1881) und »Ueber Schieferung« (Jahresber. d. Senkenb. nat. Ges. 1880), worin auch die früheren Arbeiten über diesen Gegenstand umfassend berücksichtigt sind.

daselbst. Der Winkel, unter welchem die Schieferung einfällt, variirt ausserordentlich, und zwar oft auf ganz kurze vertikale Entfernungen hin: bald ausserordentlich steil, bald auch wieder sehr flach, nähert er sich doch im Allgemeinen gern dem halben rechten. In den meisten eigentlichen Dachschieferregionen gilt es als Erfahrungsthatsache, dass das Gestein um so bessere Dachschiefer giebt, je spitzer der Winkel ist, unter welchem die Schieferung die Schichtung schneidet; auch scheint ein kleinerer Neigungswinkel gegen die Horizontale günstig zu sein. Ausserordentlich selten fallen die Ebenen der Schieferung und Schichtung zusammen. Im unteren Kulm erkennt man da, wo die sandig-grauwackenartigen Lagen sehr zurücktreten, und man auf den ersten Blick geneigt ist, an eine gleiche Richtung von Schieferung und Schichtung zu glauben, den spitzen Winkel, unter dem beide sich doch noch schneiden, an solchen Pflanzenabdrücken, welche sich flach auf den Boden breiten mussten: sie sind nur auf der einen Hälfte gut blossgelegt und verlaufen auf der anderen ganz allmählich und flach unter die Schieferungsfläche. — Die Schieferung hat, wie sich das von selbst versteht, auch in Ostthüringen vor allem die eigentliche Schiefermasse betroffen, weil diese weicher und nachgiebiger war wie die übrigen Gesteine. Es konnten sich in ihr die einzelnen Mineralpartikelchen leichter in parallele Lagen ordnen, sie konnten aber auch zugleich der durch die ganze Masse hindurch constant, horizontal mit Abweichung schräg nach oben, immer kräftiger wirkenden Tendenz zur Verschiebung der Theilchen wirkungsvoller nachgeben, mochte nun die Verschiebung nur als Spannung aller Theilchen sich äussern, ohne wirklich einzutreten, oder mochte sie ein wirkliches Gleiten der Schieferlamellen über ihre Unterlage hinweg bewerkstelligen. [1]) Dünne Einlagerungen quarzitischer Schiefermasse werden von der Schieferung mit durchschnitten,

[1]) Von dieser Verschiebung bei Gelegenheit der Schieferung legen allenthalben eine Menge von Befunden Zeugniss ab; die schönsten aber trifft man im oberen Cambrium, sowie im unteren Kulm. Hier sind die verkiesten organischen Reste und die Schwefelkiesknoten am Rande in der Einfallrichtung der Schieferung mit kleinen spitz auslaufend kegelförmigen Wülstchen aus Schiefermasse verziert, die man am besten mit den Schneewehen vergleichen kann, welche sich beim Schneetreiben hinter hervorragenden Körpern anhäufen. Hier findet man auch

allerdings meist nicht, ohne dass diese Einlagen auf der Schieferfläche parallele Reihen kleiner Unebenheiten oder wenigstens eine durch grössere Rauhigkeit markirte Bänderung veranlassen. Stärkere Bänke von Knotenkalk und hartem, compaktem Quarzit oder fester Grauwacke haben der Schieferung in der Regel erfolgreichen Widerstand geleistet. Indess kommen doch auch die Fälle häufig genug vor, wo in den Quarziten eine Schieferung nicht bloss angedeutet ist, und wo die Knotenkalke eine plumpe, der transversalen Schieferung entsprechende Parallelabsonderung in rauhflächige Scheiben zeigen, namentlich wenn der Knotenkalk durch reichlicher eingelagerte Schiefermasse sich dem Kalkknotenschiefer einigermaassen nähert. Man sieht dann deutlich, wie die Kalkknoten, aus denen ja ursprünglich auch die Knotenkalke zusammengesetzt sind, als in sich fester verbundene Körper Widerstand leisteten, sodass ihnen die Schieferung scheinbar ausweicht und nur die Schieferflasern zwischen ihnen trifft. So kommt es oft genug vor, dass die ursprünglich vollkommen schichtflächige Einlagerung der Kalkknoten in den Knotenkalken und Kalkknotenschiefern, an der man sonst so gut das Streichen und Fallen der Gebirgsabtheilung abnehmen kann, durch die verschiebende Bewegung der Gebirgsschieferung ganz und gar gestört ist, und die Kalkknoten eine Art Verschiebung und Umlagerung in die Ebene der Schieferung erlitten haben.

Neben der von der Achse des Erzgebirges ausgehenden Hauptschieferung giebt es noch zweite und dritte Schieferungen, welche im Verein mit der ersten die Schiefermasse in Griffel oder in parallelepipedische Stücke zerschneiden. Ueber das Streichen und Fallen dieser mehr untergeordneten Schieferungen lassen sich nur sehr schwer Regeln aufstellen: Im Westen des Gebietes, wo, wie schon bemerkt, die nordöstlich streichende Schieferung ebenfalls vorwaltet, stellt sich bisweilen, aber nicht häufig, und selten so

zerschobene Versteinerungen, z. B. Stiele von Crinoideen, welche die Schieferung in ihrer Fallrichtung in mehrere Stücke getrennt und so zerschoben hat, dass die einzelnen Stücke, obgleich zollweit von einander getrennt, doch ein jedes noch dieselbe, die ursprüngliche, Richtung beibehalten haben. Auch die Art und Weise, wie sich die Phyllodocitesachsen schräg durchgedrückt haben, ist gut beweisend.

entwickelt, dass sie die Hauptschieferung lokal einmal überwiegt, eine nordwestlich streichende, also der Frankenwaldachse parallele Schieferung ein. Dagegen sind andere Schieferungen häufig, welche, obschon bei weitem nicht so scharf ausgeprägt wie die Hauptschieferung, von dieser in der Richtung nur um einen kleinen Winkel abweichen (5 bis 25°), ja manchmal fast dasselbe Streichen zu haben scheinen. In letzterwähntem Falle liegen die durch sie erzeugten prismatisch oder griffig gestalteten Gesteinsfragmente auf ursprünglicher Lagerstätte fast horizontal, und unterscheiden sich die Schieferungen, abgesehen von der Schärfe der Ausprägung nur durch den Einfallswinkel. Solche Fälle sind aber nicht häufig; vielmehr liegen die Schieferprismen im anstehenden Gebirge in der Regel so, dass ihre Längsachse gegen die Horizontalebene mehr oder weniger geneigt ist. — Am verworrensten liegen die Schieferungsebenen zweiten und dritten Ranges innerhalb des cambrischen und silurischen Gebietes, und gerade hier sind sie vielorts, aber immer über sehr beschränkten Raum hinweg, recht scharf ausgesprochen. Hier kann man häufig so gut parallelepipedisch begrenzte Spaltstücke herausschlagen, dass man an die rhomboedrische Spaltbarkeit des Kalkspaths erinnert wird. Bestimmte Regeln über das Streichen der zweiten und dritten Schieferungsebene lassen sich vorläufig noch nicht aufstellen, und bleibt es der Zukunft vorbehalten, auf Grund noch weit reichlicheren Untersuchungsmaterials dergleichen zu finden. Das Eine glaube ich aber schon jetzt aussprechen zu dürfen, dass nämlich diese untergeordneteren Schieferungen im Cambrium in Beziehung stehen zu den oben angeführten h. 1 und h. 7 streichenden älteren Sattelungen.

Erschwert wird die Untersuchung durch die so vielfach eintretende nachträgliche, wenn auch immer noch sehr frühzeitig erfolgte Störung der Schieferung.

3. Die Fältelung.

Ist die Schieferung, wie wir gesehen haben, entschieden erst nach vollendeter Sattelung in volle Wirksamkeit getreten, so tritt uns in der Fältelung ein Process entgegen, der gleichzeitig mit

der Schieferung verlief und auf ein und dieselbe, nur durch die Umstände mehr oder minder modificirte Kraft zurückzuführen ist wie jene. Während bei der Schieferung der Gegendruck innerhalb des Gesteins in der Richtung von der Schieferungsebene aus lothrecht aufwärts (d. h. nach der Erdoberfläche zu) stetig geringer wurde, so dass der seitliche Druck im Stande war, in der Einfallrichtung der Schieferung eine Verschiebung der Theilchen zu bewerkstelligen, welche eben die Schieferung hervorrief, ist bei der Fältelung der Gegendruck in vertikaler Richtung aufwärts derselbe geblieben, so dass eine schiefernde Verschiebung der Gesteinstheilchen nicht eintreten konnte. Gleichwohl aber gab das Gestein den einander entgegenwirkenden Kräften des Druckes und Gegendruckes nach, indem es durch Abgabe von mechanisch aufgenommenem Wasser und engeres Zusammenrücken der Theilchen, vielleicht auch unter Beihilfe chemisch lösender Agentien, sein Volumen verminderte. Dabei musste es sich in Fältchen legen, welche das Streichen der aequivalenten Schieferung haben und sich am schönsten und deutlichsten an den zarteren quarzitischen Einlagerungen offenbaren, sonst aber auch an reinem Schiefer auf günstigen Brüchen dem unbewaffneten Auge deutlich sind und an queren Dünnschliffen mikroskopisch sich immer leichter erkennen lassen. Der Durchmesser der Fältchen schwankt meist zwischen 4 und 20^{mm} und ist selten geringer (bei sehr feiner Schiefermasse) oder stärker (bei dickeren quarzitischen Einlagen); meist bewegt er sich in dem obercambrischen Hauptschiefer mit dünnen Quarzitlagen zwischen 4 und 10^{mm}, und in den an solchen Lagen freien untersilurischen und cambrischen Schiefern zwischen 3 und 5^{mm}. Die einfachste und häufigste Form der querdurchschnittenen Gesteinsblätter ist die geschlängelte . Daneben kommt aber noch eine zweite vor, die namentlich häufig die Querflächen der obercambrischen Schiefer schmückt; die dünnen Quarzitlagen sind in kleine Rinnen, also im Querbruch in mit der concaven Seite sämmtlich nach einer Richtung geöffnete Halbmöndchen getheilt . In diesen beiden Formen erscheint die Fältelung rein, unbeeinflusst durch die gleichzeitige Schieferung. Doch soll damit nicht gesagt sein, dass ein derartiges Gesteins-

stück nicht geschiefert sei; im Gegentheil, es treten dann oft noch neben der ersten eine zweite und in seltenen Fällen auch eine dritte Schieferung auf. Die geschlängelten Linien oder die Halbmöndchen verlaufen aber auch in solchem Fall ohne Unterbrechung. Gesellt sich aber nun noch die Verschiebung zur Fältelung, dann treten entweder nur einzelne Möndchen aus der Reihe — eine schwierig zu erklärende Erscheinung —, oder die Trennung findet staffelförmig statt. Seltener trennen sich dabei die Quarzitblätter scharfeckig, vielmehr zeigen sie deutlich, dass die Quarzitmasse zur Zeit des Processes noch etwas Gefügigkeit besass. So entstehen Querschnitte mit an liegende Paragraphenzeichen erinnernden Zeichnungen. Die Vergesellschaftung der Fältelung mit der Verschiebung in der Richtung des Fallens der Schieferungsebene ist der gewöhnliche Fall, die reine Fältelung ohne Verschiebung der weniger häufige.

Verwandt mit der Fältelung und Schieferung ist die Zerlegung der quarzitischen Bänke in zweischneidige, messerklingenförmige Griffel (Hirschberg, Berga u. s. w.) im untern Quarzit des Untersilurs, auch hier und da im obern Cambrium.

Kreuzen sich zwei Fältelungen, dann lösen sich die Quarzitblätter in Quarzitlinsen auf. Bei gleichzeitiger starker Verschiebung giebt dann das Gestein auf seinem Querbruch oft recht verworrene Bilder, bei schwächerer Verschiebung erscheinen aber dann die Schichtflächen wie mit parallelen Stricken und Bindfäden bedeckt, oder auch nur regelmässig höckerig.

4. Die Runzelung.

Neben der Fältelung geht noch eine andere Gesteinsänderung nebenher, die aber auch da auftritt, wo die Fältelung fehlt, und die überhaupt viel allgemeiner ist. Von der Fältelung unterscheidet sie sich eigentlich nur quantitativ, d. h. sie ist eine Fältelung im kleinsten Maassstabe und nur deshalb mit einem besonderen Namen — ich möchte den Namen »Runzelung« vorschlagen — zu belegen, weil sie viel allgemeiner auftritt, weit gleichmässiger durch das Gestein hindurch verläuft, ganz vollständig an die Ebene der

Schieferung, selten der Schichtung gefesselt ist und den Glanz der Schieferflächen ganz besonders modificirt. Bei einfachster Entwickelung giebt sie der Schieferfläche ein äusserst zart parallelriefiges Ansehen und einen geringeren oder stärkeren Atlasglanz. Die sehr kleinen, parallelen Fältchen haben Durchmesser von $0{,}1^{mm}$ und darunter, bis $0{,}75^{mm}$. Während die eigentliche Fältelung mit der Schieferung entschieden gleichzeitig vor sich ging oder derselben sogar unmittelbar vorausgegangen zu sein scheint, so dass sie durch die Schieferung in ihrer Entwickelung gestört wurde, macht die Runzelung durchaus den Eindruck, als ob sie sich erst nach Vollendung der betreffenden Schieferung, zu der sie gehört, vollzogen habe. Dass sie mit der Schieferung irgend wie in Causalnexus steht, ist unzweifelhaft. — Es dürfte also der gewaltige, carbonzeitliche Process, den die lokalen seitlichen Pressungen in der Erdkruste innerhalb unseres Gebietes bewerkstelligt haben, in drei Akten verlaufen sein: Sattelung, Schieferung und Fältelung, Runzelung, und zwar so, dass die während der Carbonzeit sich abspielenden Akte nicht absolut getrennt sind, sondern in einander verlaufen, und dass sie von Anfang an begleitet und auf ferne Zeit hinaus gefolgt sind von der Spaltenbildung.

Die durch Runzelung contourirten Flächen können auf den ersten Blick den Eindruck machen, als habe in der Richtung der Runzelung auf der Fläche eine schleifende Bewegung der anliegenden Gesteinspartie stattgefunden, ähnlich wie bei den Rutschflächen und Harnischen. Nähere Untersuchung lehrt aber sofort die Unhaltbarkeit einer solchen Vermuthung, die allerdings auch mit durch anderweitige Gleiterscheinungen, wie z. B. die oben bei Besprechung der Schieferung erwähnten, hervorgerufen sein kann. Stellt man nämlich einen Schliff quer zur Runzelung her, so sieht man, dass letztere nicht bloss eine Oberflächenerscheinung ist, sondern vielmehr als zarteste Infaltenlegung durch das Gestein hindurch fortsetzt.

Was nun die Richtung betrifft, in welcher die Runzelung verläuft, so scheint der einfachste Fall der zu sein, dass nur eine Runzelung vorhanden ist, und diese dieselbe Richtung hat, wie

die Streichlinie der zugehörigen Schieferungsebene. Dieser einfachste Fall kommt zwar öfter vor, ist aber durchaus nicht der gewöhnliche: zuerst weicht die Richtung der Runzeln[1]) von der Streichlinie der Schieferung etwas ab, so dass beide Linien einen Winkel bilden, der allerdings nicht gross ist und nur bis höchstens zu 30 Grad zu wachsen pflegt. Sodann aber tritt gewöhnlich nicht eine einzelne Runzelung für sich allein auf, vielmehr kommt meist noch eine zweite, seltener eine dritte, ja eine vierte und fünfte hinzu, in welch' letzterem Falle regelmässig die eine oder die andere Richtung wieder halb zerstört, d. h. theilweise ausgeglättet, theilweise in der Richtung verwirrt worden ist, so dass fleckenweis die feinen Leistchen wirr durch einander laufen. Doch das sind seltnere Vorkommnisse. — Tritt zu der ersten eine zweite Runzelung, dann äussert sie sich schwächer oder stärker, indem sie die Leistchen der ersten Runzelung nur in schräger Richtung unterbricht, gewissermassen linear geordnete Interferenzpunkte herstellt, oder aber, indem sie deutlich neben der ersten besteht und bei der richtigen Haltung des Gesteinsstückes gegen das Licht allein sichtbar ist, während die erste dem Auge verschwindet. Die zweite Runzelung entspricht gewöhnlich auch einer zweiten Schieferung, ist aber wie diese Schieferung selbst gewöhnlich nicht so deutlich ausgeprägt wie die erste. Dass zwei verschiedene Runzelungen auf einer Schieferfläche sichtbar sind, ist gewöhnlich; selten sind drei sichtbar. Eine dritte (und vierte) Runzelung findet man dann auf einer anderen Schieferfläche.

Die verschiedenen Runzelungen nach ihrem Auftreten und ihrer Richtung in ein einfaches System zu bringen, hat noch nicht gelingen wollen; sie sind eben gar zu verschiedenartig. Ist das, wie oben bemerkt, schon bezüglich der zweiten und dritten Schieferung schwer, so ist es bezüglich der Runzelung noch viel schwieriger. Vielleicht aber bringt ein zu erhoffendes besonderes Studium in nicht zu langer Zeit Ordnung hinein.

Innerhalb der Striche, wo die Runzelung die Schiefer allgemein beherrscht, finden kleine Ausnahmen statt: Alle mit

[1]) Bestimmt durch die Horizontalprojection der letzteren.

Schwefelkies stärker imprägnirten linsenförmigen Einlagerungen und Geoden sind nicht gerunzelt. Ebenso hat im Druckschatten Runzelung nicht stattgefunden, d. h. an solchen Stellen, wo einzelne starke Quarzadern oder verschobene Quarzitmassen, einzeln oder zu mehreren vereinigt, eine Schieferpartie vor dem runzelnden Druck bewahrt haben. In der nächsten Umgebung der Quarzadern oder ihrer Fragmente sind durch innerliche Verschiebung zarte Gleitwülstchen entstanden, die man mit der Runzelung nicht verwechseln darf.

5. Verwerfende Spalten.

Bei den sich kreuzenden Sattelbildungen und dabei nothwendigen eminenten Spannungen konnte es nicht anders kommen, als dass der Zusammenhang des Schichtengebäudes bald da, bald dort unterbrochen wurde und sich die Massen mittelst unzähliger bald kleiner, bald tief und weit greifender Klüfte an einander verschoben. Wessen Auge aber an die so regelmässigen, in langen geraden oder höchstens flachgekrümmten Linien verlaufenden Verwerfungsspalten der deutschen mesozoischen Formationen gewöhnt ist, der wird sich innerhalb der älteren geologischen Bildungen Ostthüringens mit einigem Befremden umsehen. Da sind die Verwerfungen ausserordentlich zahlreich, doch zumeist von kurzem Verlauf und nicht zu beträchtlicher Sprunghöhe, was sich dadurch erklärt, dass sich eben die Achsen von zwei, bezüglich sogar vier bedeutenderen Sattelsystemen unter verschiedenen Winkeln schneiden. Eine kleinere Zahl hat freilich auch einen längeren Verlauf, und es lassen sich verschiedene auf eine Erstreckung von einer Viertel- bis zu einer halben Meile an der Oberfläche verfolgen (Saalfeld, Zeulenroda, Probstzella). Entsprechend ist auch oft die Sprunghöhe beträchtlich gross; wird doch z. B. der Kulm neben das untere Silur (am Klein-Wolschendorfer Verwerfer bei Zeulenroda) und das Unterdevon neben das Cambrium (Büffelstollen bei Lobenstein) herabgezogen. — Wie schon erwähnt, ist der Verlauf der Verwerfungsspalten nicht so geradlinig wie in jüngeren Formationen, sondern beschreibt gern Curven oder

aus Curven und Geraden gemischte Linien, sogar stumpfe und abgerundete Ecken; letzteres geschieht allerdings nur, wo mächtige Diabaslager eine Diversion machen, wie denn überhaupt die grosse Verschiedenartigkeit der Gesteine und namentlich die grosse Anzahl eingestreuter Diabaslager die scheinbaren Unregelmässigkeiten der Spaltenlinien verursacht haben.

Trägt man die Richtung der Verwerfungsklüfte bei der Aufnahme mit der üblichen Genauigkeit ein, dann findet man bald, dass ein grosser Theil derselben in der Richtung NO. oder nahe bei NO. streicht, also in derjenigen der Achse des Erzgebirges. Mindestens ebenso häufig sind aber auch Bruchlinien, welche der Frankenwaldachse ungefähr parallel laufen (darunter das mächtige Bruchliniensystem des Haus-Sachsener Ganges bei Saalfeld). Auch die Nordsüdlinie ist häufig einzutragen, und es geht dieselbe wohl als Resultirende aus der vereinigten Wirkung der vom Erzgebirge und Frankenwald ausgehenden pressenden Kräfte hervor. Hierher gehört u. A. die Verwerfung von Zeulenroda-Märjen, die von Klein-Wolschendorf in ihrem nördlichen Theil, u. s. w. Diese ungefähr h. 12 verlaufenden Verwerfungen haben zu einem grossen Theil — vielleicht sogar alle — eine Verschiebung mehr in horizontaler als in vertikaler Richtung bewerkstelligt, was man an den in anderer Stunde streichenden nur ausnahmsweise beobachten kann. Schön zeigt sich das namentlich da, wo die Brüche durch Diabase oder Quarzite hindurchschneiden, denn hier giebt es oft Harnische mit rein horizontal gerichteten Rillen. Sonst ist aber noch zu bemerken, dass in den Bruchlinien alle Punkte des Kompasses vertreten sind, wenn auch die eben genannten drei Hauptrichtungen sichtlich vorherrschen.

6. Stauchungserscheinungen.

Anhangsweise sei hier noch einer Erscheinung gedacht, der man namentlich innerhalb des älteren palaeozoischen Gebirges stellenweise häufig, aber durchaus nicht allgemein begegnet. Wo mehr continuirliche Schieferlagen ohne quarzitische Einlagerungen auftreten, da verlaufen mehr oder weniger horizontal durch die

4*



Schiefermasse hindurch Knickungen, welche in Gestalt selten eines, meist zweier oder mehrerer ungefähr parallel an einander gelegter Bänder von $^1/_2$ bis 2 oder auch etwas mehr Centimeter Breite über die Schieferflächen hinlaufen und in einer scharfkantigen Hin- und Wiederzurück-Biegung der Schieferlamellen bestehen. Im senkrechten Querschnitt sind die Lamellen im Zickzack geknickt mit sehr stumpfen Winkeln und geraden Schenkeln derselben. In der Einfallrichtung gesehen giebt die Schieferfläche plötzlich ihre Lage auf, biegt sich mit scharfer Kante in entgegengesetzte Richtung um und nimmt dann unter abermaliger scharfer Wendung genau wieder die ursprüngliche Lage und Neigung gegen den Horizont ein; dies wiederholt sich in der Regel mehrmals dicht über einander. Es haben sich diese Knickungen bis auf eine Längserstreckung von höchstens 5^m verfolgen lassen, und ihre Entwickelung (im senkrechten Querschnitt betrachtet) reicht rechts und links selten über, meist unter einen Meter weit in die Schiefermasse hinein, indem dann der Knickungswinkel allmählich in den gestreckten übergeht. In den in die Knickungslinien gelegten Ebenen, entlang deren die auf einander folgenden Schieferlamellen gleichsinnig geknickt sind, ist der Zusammenhang der Theilchen so gelockert, dass darin leicht ebener Bruch erfolgt. — Von den Fältelungen, mit denen man sie übrigens, wenn man die Erscheinung selbst vor Augen hat, niemals verwechseln wird, unterscheiden sich die Knickungen der beschriebenen Art durch die Scharfkantigkeit der Biegungen, durch die Ebenheit der Knickflächen und durch den ruhigen, mehr oder weniger horizontalen Verlauf.

Ihre Entstehung verdanken sie sichtlich dem Zusammensinken des Gesteins, welches, wenn auch in geringem Grade, doch stetig von den eindringenden Tagwassern durch Lösung gewisser Bestandtheile beraubt und so in seiner Masse lockerer wird. Im anstehenden Gestein betrachtet, machen sie ganz genau den Eindruck, als ob ein Druck von oben sie erzeugt hätte: das ist eben der Druck der eigenen Schwere. Auch kommen sie nur in den oberen Teufen vor, und ist mir kein Beispiel bekannt, dass man auf Gruben in grösseren Teufen Schieferstücke mit dergleichen

Knickungen gefördert hätte. So ist diese Störung jedenfalls eine neuere und gehört eigentlich nicht in diesen Theil, der nur von den Störungen während der palaeozoischen Zeit handeln soll.

7. Folgen der Schichtenstörungen.

Alle die besprochenen Störungen sind selbstverständlich von der grössten Bedeutung für die landschaftliche Gestaltung Ostthüringens, und es ist von hohem Interesse, die scheinbare Verworrenheit der Kuppen unseres Berglandes, die Richtungen der Thäler, welche sich so oft plötzlich ändern und unter einander so grosse Verschiedenheiten zeigen, mit den sich kreuzenden verschiedenen Sattelungen und Verwerfungen in innigstem Zusammenhang zu finden.

Aber überschaut auch der Geologe eine ostthüringische Landschaft, nachdem er deren geotektonische Grundlage studirt hat, mit dem hohen sittlichen Behagen des vollen Verständnisses für das Bild, so wird seine Freude, wendet er sich zum Ernst der Forschung zurück, doch oft getrübt durch den Gedanken an die organische Welt, deren Reste in diesen Bergen und Hügeln wohlerhalten begraben liegen sollten. Die Fältelungen und Runzelungen, die Sattelungen und Faltungen der Muldenflügel, die einfachen und mehrfachen Schieferungen haben die ursprünglich schon spärlich vorhandenen Versteinerungen und zwar vorzugsweise gerade in solchen Gebirgspartien, wo man ihrer am meisten bedarf, unkenntlich gemacht und zum Theil geradezu vernichtet.

Ebenso ist auch die petrographische Beschaffenheit der älteren Systeme dadurch oft sehr umgewandelt worden: in engem Verein haben hier die Fältelung, Schieferung und namentlich die Runzelung gewaltige Metamorphosen bewerkstelligt, indem sie der nachhaltigen chemischen Thätigkeit der Gesteinswasser mechanisch recht gründlich vorarbeiteten und die Wirkung derselben durch Druck und wohl auch durch die damit verbundene, wenn auch keineswegs sehr bedeutende Temperaturerhöhung verstärkten und beschleunigten. Dadurch erhielten jüngere Schiefer ein älteres, ein mehr krystallinisches oder sericitisches Ansehen. Kommt nun

noch die später zu besprechende Buntfärbung der Gesteine dazu, dann wird die Diagnose für den in Ostthüringen nicht heimischen Geologen ausserordentlich erschwert. Dieser Umwandlung der Gesteinsbeschaffenheit begegnet man überall im alten Gebirg Ostthüringens, aber im Westen weniger als im Osten. Am stärksten ist sie entwickelt auf einem durchschnittlich eine halbe Meile breiten Streifen, welcher in südwestlicher Richtung von der Gegend östlich bei Greiz über Elsterberg, Mehltheuer, Reuth bis gegen Hirschberg hin verläuft. Innerhalb desselben erscheinen unterdevonische Schiefer mit mikroskopisch noch genau nachweisbaren Tentaculiten, welche zu sericitischen Schiefern wurden; oberdevonische Knotenkalke erhielten einen Habitus, der an untersilurische Kalke anderer Gegenden erinnert; kulmische Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen wurden umgeändert in Gesteine, die man bei oberflächiger Untersuchung dem jüngeren Cambrium zuweisen möchte.

Noch ist zu wiederholen, dass die Schieferung, Fältelung und Runzelung sicher noch während der jüngeren Carbonzeit, wahrscheinlich gleichzeitig mit der Vollendung der Hebung des Erzgebirges zum vollständigen und fertigen Abschluss gelangt sind. Im Rothliegenden liegen nämlich zu Millionen grosse Rollstücke beisammen, welche aus den älteren Formationen stammend mit absoluter Sicherheit recognoscirt werden können und alle jene typischen Veränderungen durch Fältelung und Schieferung, sogar auch die Runzelung zeigen, während die umhüllenden thonigen Massen keine Spur eines derartigen Processes aufweisen, vielmehr so jugendlich aussehen, als seien sie eine alluviale Ablagerung.

IV. Petrographie der nachcarbonischen Schichten.

1. Das Rothliegende.

Soweit auch der Kulm über das ganze Gebiet verbreitet ist, so steht doch das jüngere, produktive Steinkohlengebirge nirgends zu Tage an und ist bis jetzt auch nirgends im Gebiete durch Bohrlöcher erörtert worden. Bei den beiden nordöstlichsten Bohrversuchen, bei Gera, hat man mit dem einen bei 1225 Fuss das Rothliegende noch nicht durchsunken, und im anderen bei 1100 Fuss kulmische Grauwacke vor Ort gehabt, ohne im Liegenden des Rothliegenden die Schieferthone und kohligen Flöze des oberen Carbons gefunden zu haben. Ein drittes, im Osten bei Fraureuth angesetztes Bohrloch ergab, soweit mir die Bohrspähne vorgelegen haben, dass dort die Reihenfolge war: Rothliegendes, unterer Kulm, oberes Devon. Dazu kommt der Umstand in Erwägung, dass der Kulm, wenn auch spärlich, doch überall marine Thierreste führt, während unzweifelhaft marine Thiere aus den zunächst gelegenen jungcarbonischen Schichten bei Zwickau nicht bekannt sind. Aus dem allen ist wohl der Schluss zu ziehen, dass nach Ablagerung des Kulms beträchtliche allgemeine Niveauschwankungen eintraten, und sich das ganze Gebiet aus dem Meere zu Festland erhob, dem nordöstlich ein Terrain mit Süss- oder wenigstens mit Brackwasserseen vorlag, worin sich die Flötze des jüngeren Carbons niederschlugen.

Am Ende der Carbonzeit fand wiederum eine Senkung des Ganzen statt, aber keine so starke, dass das frühere Niveau zurückgekehrt wäre, und dauerte diese Senkung weit in die Zeit des Rothliegenden hinein. Vergleicht man nämlich das im nahen Sachsen anstehende Rothliegende, so ergiebt sich, dass dessen ältere

Stufen in Ostthüringen sämmtlich fehlen. Hier ist das Rothliegende nur eine gewaltige Masse über einander gelagerter grober Conglomerate, unter welchen vom Ausstreichen weiter ab nach Nordosten zu sandige grobe rothe Schieferthone liegen. Die Mächtigkeit der groben Conglomerate ward bei Gera zu 444 Fuss befunden; die Mächtigkeit der Schieferthone übersteigt vielleicht das Doppelte. Porphyrtuffe, feine Thone, graue sandsteinartige Schichten, rothe Sandsteine, kohlige dunkle Schichten, Kohlenflötze fehlen ganz und gar, und auch die so mächtigen groben sandigen Schieferthone unter den Conglomeraten streichen nirgends zu Tag aus. — Bemerkenswerth ist noch, dass das Material zu den Conglomeraten immer aus der Nähe stammt; die leicht erkennbaren Knotenkalke der Goniatiten- und Clymenienzone, die Quarzite des Untersilurs, die kulmischen dunklen Grauwacken, die schwarzen Lydite des Mittelsilurs, die verkieselten Contaktschiefer des Unterdevons und die ganz eigenthümlich gefältelten Schiefer mit Quarzitbändern aus dem oberen Cambrium, sie finden sich alle hier zusammen, indem je nach der Oertlichkeit bald die eine, bald die andere Formation durch zahlreichere Rollstücke vertreten ist. Es geht dies soweit, dass man an einzelnen Stellen nur wenig abgerundete Quarzitbruchstücke mit ansitzendem *Phycodes circinnatus* aus dem Schutte am Fusse der Thalwände im Rothliegenden in Menge zusammenlesen kann.

2. Der Zechstein.

Auch am Ende der Zeit des Rothliegenden gab es wieder beträchtliche Niveauschwankungen, denn der Zechstein lagert auf mächtig entfaltetem Rothliegenden (z. B. bei Gera), bisweilen auf nur wenige Meter mächtigem (z. B. Pössneck), auf grosse Strecken hin auch unmittelbar auf dem oberen Kulm (Triptis, Neustadt u. s. w.).

Seine tiefste Stufe, das Zechsteinconglomerat, ist allenthalben nur dürftig entwickelt und erreicht nirgends die Mächtigkeit eines Meters, ist aber wegen seiner Fauna als besonderes Glied zu trennen. Das Gestein ist ein durch Thon und Kalk fest

verkittetes Conglomerat, zu dem das liegende Gebirge aufbereitet wurde, das also hier aus den Geröllen des Rothliegenden, dort aus den Grauwacken und Schieferbrocken des Kulms zusammengebacken ist. Die beiden häufigsten und charakteristischsten, also leitenden Formen, die höher hinauf im Zechsteine fehlen, sind *Rhynchonella Geinitziana* de Vern. und *Productus Cancrini* de Vern.; die übrigen dem ostthüringischen Zechsteinconglomerat eigenthümlichen Petrefacten, *Strophalosia Leplayi* Gein., *Pecten sericeus* de Vern. und *Panopaea Mackrothi* Gein. kommen bis jetzt nur an einem einzigen Punkte vor (Thieschitz bei Gera)[1].

Der **untere** und **mittlere Zechstein** tritt mit drei verschiedenen Facies auf: als Flachsee-, Riff- und Tiefseebildung[2], welche sich ebenso durch ihren petrographischen Habitus, wie durch ihre Fauna unterscheiden.[3] Die Gesteine des unteren Zechsteines als Flachseeniederschlag sind licht gelblichgraue bis weisse oder bräunliche, stark magnesiahaltige Kalke oder ebenso gefärbte, ziemlich grobkörnige Dolomite mit stets scharf ausgeprägter Schichtung, als Riffbildung dagegen ungeschichtete oder wenigstens ganz undeutlich und nur partiell geschichtete, grobkörnige, gelblichweisse bis braungraue Dolomite, als Tiefseesediment graue bis schwarzgraue mergelige Kalke von geringerem Magnesiagehalt und weit feinerem Korn.

Der mittlere Zechstein (»Rauchwacke«) der Flachsee ist ein ziemlich grobkörniger, gelbgrauer bis licht braungrauer Dolomit; das Riffgestein des mittleren Zechsteins ist mit dem des unteren untrennbar verbunden und von genau derselben Beschaffenheit, wogegen bei Tiefseebildung die Dolomite des mittleren Zechsteins den entsprechenden aus dem Flachseegebiet ähnlich sind, nur dass die grauen Farben vorherrschen und das Korn feiner ist. Im obern

[1]) Näheres habe ich vor längerer Zeit mitgetheilt in der Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1857, 407.

[2]) Hier ist »Tiefsee« ungefähr in dem Sinne gebraucht, wie Fuchs diesen Begriff definirt hat. (N. Jahrb. f. Min. 1883, 2. Beilageband.)

[3]) Näheres bezüglich der Fauna und der Gesteine habe ich gegeben in der Abhandlung zu Sektion Neustadt a. O. der preussisch-thüringischen geologischen Aufnahme 1881, und zu Sektion Gera 1878, sowie auch in der Zeitschrift »Humboldt« II, 7. 1883.

Niveau des mittleren Zechsteins stellen sich häufig Oolithe ein, zum Theil mit innerer Discordanz. — Der Kupferschiefer, welcher das vermittelnde Glied zwischen Zechsteinconglomerat und Hauptzechstein darstellt, ist nur da deutlich entwickelt, wo Tiefseebildung vorliegt, und fehlt sowohl unter dem Riff, wie unter dem Flachseezechstein, oder ist hier wenigstens nur als schlecht unterscheidbare Dolomitlage ausgebildet, der die Eigenschaften des Kupferschiefers vollständig abgehen. Bezüglich der Fauna unterscheiden sich im untern Zechstein die Flachseeablagerungen durch das Vorherrschen der Bivalven überhaupt, und namentlich durch die Häufung der Individuen einzelner Arten, und durch das Zurücktreten der Brachiopoden, von denen *Strophalosia Morrisiana*, *lamellosa* und *Productus horridus* noch am ehesten vorkommen. Die aus tieferer See niedergeschlagenen Kalke führen eine reichere Fauna, in welcher die Brachiopoden vorherrschen und die Bivalven sehr zurücktreten. Der Kupferschiefer zeichnet sich, wo er normal, d. h. als fester, bituminöser, schwarzer Mergel unter dem Hauptzechstein der tieferen See auftritt, durch seine Pflanzenführung aus. Abgesehen von den nicht eben zahlreichen Fischresten birgt er nur wenige thierische Formen: *Lingula Credneri* noch am häufigsten, auch spärliche Bryozoën, Camarophorien und Foraminiferen. Desto reichlicher sind Pflanzen vorhanden, namentlich viele Ullmannien und Voltzien, und unter diesen hebt sich *Voltzia Liebeana* Gein. durch ihre überwiegende Häufigkeit hervor.[1]) In der ausserordentlich reichen Thierwelt des Riffes finden sich eigenthümliche Formen, wie *Productus latirostratus* Howse, die feinstachelige *Strophalosia Goldfussi excavata* Gein. u. s. w., während andere Arten hier weit zahlreicher vorkommen als anderwärts, und als riffliebend zu bezeichnen sind, wie z. B. *Terebratula elongata* v. Schl., *Spirifer cristatus* v. Schl., *Edmondia elongata* Howse. Gewisse Arten wurden im Riff besonders gross und starkschalig, wie *Pseudomonotis speluncaria* u. s. w. Hauptsächlich aber charakterisiren das Riff die dicht beisammen und aufrecht stehenden Acanthocladien, Fene-

[1]) Näheres hierüber in Geinitz »Nachträge zur Dyas« I. (1880) und Graf H. zu Solms »Die Coniferen des deutschen Kupferschiefers und Zechsteins« in Palaeontologische Mittheilungen von E. Kayser und W. Dames (1884).

strellen und Phylloporen, welche die ganze Bildung als ein Bryozoënriff kennzeichnen.

Bezüglich palaeontologischer Horizonte dürfte für Ostthüringen noch Folgendes zu bemerken sein: *Spirifer alatus* v. Schl. ist auf das untere Drittel des unteren oder Haupt-Zechsteins beschränkt. Dies Gebiet theilt mit ihm *Lingula Credneri* Gein., reicht aber noch in den Kupferschiefer hinab. *Productus horridus* stirbt im obern Drittel des unteren Zechsteins aus. Die Brachiopoden verschwinden überhaupt im obern untern und untersten mittleren Zechstein allmählich vollständig; nur Strophalosien, wenigstens *Str. Morrisiana*, und *Terebratula elongata* halten etwas länger aus, bis in die obere Rauchwacke. Im mittleren Zechstein tritt als neu und leitend eine *Aucella Hausmanni* Gein. [früher *Mytilus Hausmanni* Goldf., neuerdings *Liebea Hausmanni* Waagen].

Der **obere Zechstein** besteht aus einer unteren Letten-, bezw. Salzthon- und Gypsabtheilung, aus dem Plattendolomit, und dem oberen Letten, welcher letztere den allmählichen Uebergang in den Buntsandstein einleitet. Das untere Glied, auf den Karten nach seinem gewöhnlichen Erscheinen der untere Letten genannt, besteht aus einem rothen, seltener blauen, geschichteten Letten, dessen Mächtigkeit, wenn sich nicht andere Einlagerungen zwischenschieben, nur gering ist und bis auf einen Meter herabsinken kann. Eingelagert in diesen Letten treten aber auf einerseits Sandsteinlagen, die denen des Buntsandsteines sehr gleichen, andererseits blaugraue Salzthone, Gypse, Anhydritlager und Steinsalz, wodurch die Mächtigkeit dieses Gliedes auf 230 Fuss steigen kann.[1]) Der Plattendolomit im Hangenden des unteren Lettens ist ein dünnschichtiger, licht bräunlichgrauer bis braungrauer, sehr feinkörniger, etwas bituminöser Dolomit, der in seinem Auftreten weit mehr Beständigkeit beweist, wie der so veränderliche untere Letten. Auch er indess nimmt local mehr und mehr rothe Lettenschichten zwischen seine Lagen auf, bis zuletzt der ganze obere Zechstein aus wechsellagernden rothen Letten und Dolomitplatten besteht,

---

[1]) Näheres in der Abhandlung zur Sektion Langenberg der geologischen Specialaufnahme. 1878.

oder aber es verkitteten sich sekundär die dünnen Platten zu dicken Bänken, wobei das Gestein stets zuckerig-krystallinisch und rissig-cavernös wird. Darauf liegt der obere Letten als ein rothes, wenig mächtiges Gebilde, welches sandige Dolomite und höher oben Sandsteine mit dolomitischem Bindemittel einschliesst.

Von organischen Resten trifft man ausser fädelichen, meist sehr undeutlichen Tangen nur einen kleinen *Schizodus* und die aus dem mittlern Zechstein herüber gerettete *Liebea Hausmanni.*

3. Buntsandstein.

Dem Zechstein ist der Buntsandstein allenthalben concordant aufgelagert. Derselbe gliedert sich auch in Ostthüringen in eine untere und mittlere Stufe, während der obere Buntsandstein (das Röth) dem Gebiet nicht mehr angehört, wenn er auch bei Saalfeld dicht an dasselbe herankommt.

Der **untere Buntsandstein** ist aus wechselnden rothen Lettenlagen und röthlichen bis dunkelrothen Sandsteinen meist feineren, bisweilen auch gröberen Korns zusammengesetzt, und zwar in der Weise, dass in den unteren Partien in der Regel der Letten überwiegt, nach oben hin aber mit allmählichen Uebergängen die Sandsteinbänke mächtiger werden und den Letten einigermaassen zurückdrängen. Eine Trennung in zwei Glieder lässt sich nicht durchführen, da nur sehr vereinzelt jene Allmählichkeit des Uebergangs fehlt (nur bei Saalfeld). Vielfach schieben sich tief unten, an einzelnen Stellen 4 bis 8^{m} über dem Liegenden, Schichten mit nur ganz lose verkitteten Conglomeraten ein, die also in Ostthüringen allerdings einen bestimmten Horizont einnehmen (Gera, Berga, Triptis, Pössneck). Dieselben sind der Hauptsache nach zusammengesetzt aus erbsen- bis faustgrossen, sehr gut abgerundeten Geschieben von Quarz, Hornstein, meist grobkörnigem, turmalinführenden Granit, Granulit und Porphyr, und stammen im Gegensatz zu den Geröllen des Rothliegenden nicht aus der nächsten südlichen Umgebung, sondern von weiter her; verschiedene Granulit- und Granitproben verweisen auf das sächsische Granulitgebiet und der vielfach recht erhebliche Kaolin-

gehalt des ganzen Buntsandsteins (Gera u. s. w.) überhaupt auf granitisches Vorland. Viele Granitgerölle aber mit recht intaktem lachsfarbigen Feldspath vermag ich mit keinem anstehenden Granit im sächsisch-thüringischen Gebirge zu identificiren. Die untersten Partien sind nur vereinzelt aus mehr schotterartigen Sandsteinen zusammengesetzt (Berga), gewöhnlich, wie schon erwähnt, aus weichen rothen Letten. Auch Oolithe kommen vor, aber nur ganz vereinzelt und wenig entwickelt. Von Versteinerungen finden sich nur höchst selten Abdrücke von Estherien (zwischen Gera und Langenberg, Neustadt).

Während der untere Buntsandstein sich in Ostthüringen durch sein Roth auszeichnet, d. h. dadurch, dass die Letten roth gefärbt sind, und sich nur selten blaugrüne Lagen einmischen, verhält es sich beim **mittleren Buntsandstein** umgekehrt: die Lettenzwischenlagen sind blaugrau und nur in der Minderzahl der Fälle roth. In ihrer Mächtigkeit treten sie weit gegen die Sandsteinbänke zurück. Letztere sind in der Regel grau und von mittlerem bis gröberem, gleichmässigeren Korn. Oolithische Partien fehlen auch hier nicht, geben aber keinen Horizont an. Fischknochen, Thierfährten [1]), gänzlich unbestimmbare Bivalven und *Estheria minuta* Alb. bilden die einzigen, recht spärlichen organischen Ueberreste, die bis jetzt (bei Pölzig) gefunden sind. [2]) Alle die bekannten Beweise für Flachseebildung und sehr bewegtes Wasser fehlen weder im unteren, noch im mittleren Buntsandstein: sehr häufig sind Wasserfurchen, Netzleisten, Regentropfenspuren, innere Discordanz durch ganz locale Wegspülung eben deponirter Sandsteinlagen.

Das ganz isolirte Vorkommen des Buntsandsteins nordöstlich von Greiz lässt sich mit Bestimmtheit keiner Stufe zuordnen, vertritt vielmehr wahrscheinlich die ganze Abtheilung. Es ist durch grossen Reichthum an Kaolin ausgezeichnet und führt auch grobe Quarzgerölle.

---

[1]) Der Chirotherien-Sandstein selbst fehlt auf dem Gebiete, und es gehören die betreffenden Schichten in den unteren mittleren Buntsandstein.

[2]) Näheres in Zimmermann »Die Sandsteinbrüche bei Klein-Pörthen« in dem Jahresber. der Gesellsch. v. Freunden der Naturw. in Gera 1884.

4. Der Muschelkalk.

Der Muschelkalk kommt in dem geologischen Aufbau Ostthüringens nur wenig zur Geltung. Ausser einer kleinen Insel bei Greiz liegen eigentlich nur Reste der früher weiter greifenden Muschelkalkdecke bei Saalfeld und Eisenberg, also schon ziemlich ausserhalb unseres Gebietes. Ich erlaube mir daher bezüglich letzterer auf die umfassenden maassgebenden Arbeiten von E. E. Schmid[1]) und die von Richter[2]) hinzuweisen.

Das erwähnte inselartige Vorkommen bei Greiz, rings umgeben vom unteren Silur, lagert auf kümmerlich entwickeltem Buntsandstein; es bietet von unten nach oben zuerst thonige, graue, zusammengequetschte Lagen, welche früher jedenfalls aus Kalksteinplatten bestanden haben und durch die Gesteinswasser ihres Kalkes beraubt worden sind; darüber liegen harte, bläuliche Kalke, ganz ähnlich den Wellenkalken von Jena, nur sehr geringmächtig; eingebettet sind darin Bänke lichten, krystallinischen Kalkes mit vielen Bruchstücken eines hellen und eines dunklen, dichten Kalkes. Darüber folgen gelbliche, weiche, jedenfalls durch Wasser gemürbte Kalke; dann wieder blaue, ebenfalls sehr ausgelaugte Kalke mit vereinzelten, erhaltenen Gesteinspartien, worin Encriniten und Zähne von Placodonten. Darin oben lag eine recht gut erhaltene, bis 8^{cm} dicke, harte Bank, in und auf welcher in Menge *Lima lineata* v. Schloth., *Lima striata* v. Schl., *Spiriferina fragilis* v. Schl., *Ostrea spondyloides* v. Schl. und verwandte kleinere Arten, *Ostrea subanomia* v. Mü. [= *O. sessilis* v. Schl.] vorkommen; ferner wurden, jedoch seltener, gefunden: *Gervillia socialis* Qu., *Pecten laevigatus* v. Schl., *Pentacrinus dubius* Goldf., *Cidaris grandaevus* Goldf., *Nautilus bidorsatus* v. Schl. und auch mehrmals *Terebratula vulgaris* v. Schl. Die im zweiten Gliede eingelagerten krystallinischen Kalke mit den Einschlüssen dichten Kalkes erinnern lebhaft an die conglo-

---

[1]) Insbesondere ist zu nennen »Der Muschelkalk des östlichen Thüringens« 1876.

[2]) »Das thüringische Schiefergebirge« in der Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. 1869, 435.

meratischen Bänke, die bei Jena sowohl im unteren Wellenkalk als im Schaumkalk über dem oberen Wellenkalk eingelagert sind. Die *Spiriferina*-Bank hingegen lässt sich mehr mit der besonders in Südwestdeutschland im oberen unteren Muschelkalk entwickelten gleichnamigen Schicht vergleichen und dürfte demnach ein Aequivalent von SCHMID's Terebratulabank aus der Umgebung Jenas sein. Jenas Muschelkalk liegt aber jetzt dem inselartigen Greizer Muschelkalkvorkommen am nächsten, und deshalb ist jene Differenz von ganz besonderem Interesse.

Leider ist diese Insel durch Steinbrecherarbeit dem Verschwinden nahe gebracht worden.

5. Das Oligocän.

Im Gegensatze zu Norddeutschland und schon zum nördlichen Thüringen und Sachsen ist in Ostthüringen das Oligocän lediglich Süsswasserbildung. Es lässt, wo es sich vollkommener, d. h. als Ausfüllung grösserer Süsswasserbecken, ausgebildet hat, drei Glieder erkennen. Das ist aber nur im Nordosten der Fall, nördlich und nordöstlich bei Langenberg und Gera.

Das tiefste Glied ist dann theils aus Quarzgeröllen, theils aus gröberen bis sehr feinen Sanden in buntestem Wechsel zusammengesetzt. Lagenweise oder auch in grösseren Partien ist Verkieselung zu einem zähen, harten Quarzit eingetreten, der vielfach von den in der äusseren Skulptur oft trefflich erhaltenen Röhren der Coniferenwurzeln durchsetzt wird, die dereinst die Sumpfwälder gestützt und getragen haben. Oefter ist von dem ehemaligen oligocänen Becken nichts weiter übrig geblieben als diese der Verwitterung und Zertrümmerung kräftigst Widerstand leistenden Quarzite (südlich Zeitz u. s. w.). Das mittlere Glied besteht in einem mehr oder minder mächtigen Braunkohlenflötz mit begleitenden Thonen und feinen Sanden. Das Kohlenflötz ist zusammengesetzt aus Lignit, der in der Nähe der liegenden Quarzite öfter halb oder ganz verkieselt ist, aus erdiger und aus blättriger Braunkohle. Letztere erweist sich, wenn man sie mit einer wei-

chen Bürste und mit Wasser reinigt, als aus den abgefallenen (abgenadelten), überständigen Zweigen von Lebensbäumen (*Thuites*) gebildet. Eine allgemeine Regel, betreffend die Reihenfolge der oft nur in einer dünnen Lage bestehenden Braunkohle, der vitriolführenden Thone (Kohlenblüthe) und verschiedenen anderen Thone und Sande, vermochte ich noch nicht aufzustellen. Nur das steht fest, dass die kohligen, vitriolgeschwängerten Thone stets im Hangenden des Kohlenflötzes eintreten und letzteres in Ostthüringen nur in Einzahl vorhanden ist. Weiter nördlich verhält es sich ja anders. Als jüngstes Glied figuriren mächtig aufgehäufte Gerölle mit geringen Sandzwischenlagen. Die Gerölle sind meist gar nicht zu festerem Gestein verkittet. Ein bemerkenswerther Umstand, namentlich gegenüber den diluvialen Geröllen, ist der, dass die oberoligocänen Gerölle hauptsächlich aus Quarz bestehen und so selten aus Kieselschiefer, Diabas und Grauwacke, die doch im Süden des Gebiets die oligocänen Lager umgeben.

Nach Süden zu läuft hoch oben auf den Bergen entlang der Elster eine lange Reihe von kleinen, in flachen oder tieferen Becken abgelagerten Geröll- und Sandlagern hin, welche durch ihren ganzen petrographischen Habitus documentiren, dass sie mit zu den oligocänen Partien nördlich bei Gera gehören; auch finden sich noch südlich bei Gera vermittelnde Ablagerungen, in welchen das Kohlenflötz durch eine dünne Schicht mit Lebensbaumzweigen und auch der Süsswasserquarzit durch einige dünne, verkieselte Lager repräsentirt ist. Diese Lager lassen sich über Greiz bis Oelsnitz verfolgen und stellen wohl die Lagunenreihe eines oligocänen Flusses dar, der sein Wasser zunächst in die Süsswassersümpfe und -Seen im Nordosten und dann weiter in das norddeutsche oligocäne Meer ergoss.

6. Das Diluvium.

Die Gerölle des oberen Oligocäns sind im Nordosten des Gebietes sehr gewöhnlich gemischt mit denen des auflagernden älteren Diluviums. Letzteres besteht hier nur aus einem starken Ge-

röllelager und dem darüber ausgebreiteten Lehm mit nordischen Geschieben, namentlich mit Feuerstein. Die Gerölle des Diluviums unterscheiden sich von den oligocänen sofort durch die starke Beimischung der nordischen Geschiebe. Eine weitere Differenzirung des älteren Diluviums, wie wir sie in Norddeutschland so schön finden, ist bei uns nicht vorhanden.

Ueber jüngst beobachtete Störungen des Liegenden, die jedenfalls auf die ehemalige Eisbedeckung zurückzuführen sind, berichtete ich in Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1882, S. 812.

V. Unregelmässigkeiten in der Ablagerung der nachcarbonischen Schichten.

Nachdem am Ende der Kulmzeit die gewaltige vom Erzgebirge ausgehende, nordwestlich gerichtete Zusammenschiebung das ganze Gebiet in Sättel und Mulden zusammengefaltet hatte, muss, wie die künstlichen und natürlichen Aufschlüsse lehren, die Bodenoberfläche ausserordentlich uneben geworden sein, so dass beträchtliche Höhen mit jähen Tiefen rasch wechselten und so der Ablagerung der neuen Sedimente die verschiedensten Bedingungen boten. So hat das Rothliegende bei fast vollständig horizontaler und fast ungestörter Lagerung an dem einen Punkt 135 und an einem anderen, $1^1/_2{}^{km}$ davon entfernten Punkt über 1100 Fuss Mächtigkeit (Gera); an einer anderen Stelle wurde es mit 1100 Fuss noch nicht durchsunken, und doch erheben sich $4—7^{km}$ entfernt, südöstlich, nordöstlich und nordwestlich davon, also im Halbkreis darum die Grauwacken des Kulm ohne Rothliegendes zu Tage. Auch später noch, zur Zeit als die Thone und Gypse des oberen Zechsteins sich niederschlugen, existirten noch gewaltige muldenförmige Vertiefungen. Denn die verschiedenen Bohrungen der Saline Heinrichshall zeigen uns dort die schon oben erwähnte grosse Mächtigkeit des jüngeren Zechsteins, unweit deren in $2^1/_2{}^{km}$ Entfernung (Köstritz) der Kulm ohne Zechsteinbedeckung zu Tage steht. Auch in dem ältesten Gliede der Buntsandsteinformation treffen wir auf in ehemaligen Vertiefungen abgelagerte mächtige, schottrige Sandsteine (Berga) und Gerölle (Mosen bei Weida).

In der jüngeren Carbonzeit schon und in der Zeit des Rothliegenden sind die Sattelrücken der erzgebirgischen Faltungen durch kräftige Zerstörung und Abschwemmung zu Berg- und Klippenreihen

umgearbeitet worden, wie dies die Lagerungsverhältnisse des Zechsteins auf der ganzen langen Strecke seines Ausstreichens beweisen. Derselbe ist da, wo er nicht dem Rothliegenden, sondern dem Kulm aufliegt, stets horizontal und sehr wenig gestört zwischen die durch seine Schichten hindurchragenden Grauwackenklippen eingelagert.

Vor Beginn der Zechsteinzeit trat eine Niveauänderung der festen Bodenoberfläche ein: Auf der ganzen Strecke vom Zoitzberg südlich bei Gera bis über Saalfeld hin sank der Boden, so dass das Zechsteinmeer südlich tiefer landeinwärts vordrang und seine Niederschläge sich nicht mehr auf dem Rothliegenden, sondern übergreifend auf dem Kulm auflagerten.

Nach Abschluss der mittleren Zechstein- und Riffbildung machte sich abermals eine stärkere und horizontal weithin greifende Bodenschwankung geltend: es hob sich zuerst das ganze Thüringer Becken und verlor dabei seinen Zusammenhang mit dem offenen Ocean vollständig oder ziemlich vollständig, denn sonst hätten die Gypse und Steinsalze des unteren Lettens nicht recht Gelegenheit gehabt, sich niederzuschlagen. Auch kann — bei der starken Entwickelung des Gypses und Salzthones — diese Zeit der Senkung nicht allzu kurz gewährt haben.

Nachdem der untere Letten mit seinen mannichfachen Gesteinen den Boden einigermaassen ausgeebnet hatte, schlug die säculare Schwankung um: es senkte sich der Boden durch ganz Ostthüringen, vorzugsweise aber auf dem Strich zwischen Triptis und dem jetzigen Zoitzberg bei Gera und von da ostwärts breit und weit nach Sachsen in das jetzige Muldegebiet hinein. Der Plattendolomit des oberen Zechsteins lagert darum zwar überall dem Riff und dem unteren Letten über der Rauchwacke auf, greift aber mächtig über, ostwärts bis weit in Sachsen hinein, und liegt nun auf Kulm (Triptis, Weida u. s. w.), Oberdevon (Wünschendorf bei Weida), Untersilur (Weida), Cambrium (Berga u. s. w.).

VI. Nachcarbonische Störungen des Schichtenaufbaues.

1. Die Sattelbildung.

Die wirkungsvollen erzgebirgischen und frankenwäldischen Sattelbildungen waren sicher schon vor dem Schluss der Carbonzeit beendigt, denn auch die doch später erfolgten Schieferungen und Fältelungen dieser Druckachsen waren, wie wir gesehen haben, vor dieser Zeit der Hauptsache nach fertig. Es schieben sich aber auch noch nach dieser Zeit die Gesteinsschichten in horizontaler Richtung zu Sätteln zusammen; doch sind diese späteren Sättel weit flacher und unansehnlicher wie jene früher entstandenen. Sie streichen h. 5, also nahezu westöstlich. Hierzu gehört der durch das Brahmenthal schön aufgeschlossene Sattel nördlich Gera, an dem die Formationen vom Rothliegenden bis zum Buntsandstein betheiligt sind. Genau zu demselben System gehört eine Anzahl von flachen Sätteln und Mulden im Buntsandsteingebiet nördlich von Triptis und Neustadt.

Wie schon bemerkt, sind die Sättel dieses Systems sehr flach, und es ist daher von vorn herein vorauszusetzen, dass man von ihnen weiter südlich, wo die gewaltigen steilen älteren Sattelfalten aufragen, nicht leicht etwas gewahrt, auch wenn ihre Druckkraft hier nicht erfolglos gewirkt hat. Gleichwohl deuten hier auf verschiedenen Punkten die Richtungen der Streichlinien auf eine westöstliche Sattelbildung und sind namentlich im Süden des Gebietes dergleichen Wahrnehmungen öfter und mit Sicherheit zu machen.

2. Verwerfungen und Einstürze.

Auch die Bildung der wirkungsvollsten Verwerfungslinien hat, wie wir gesehen haben, in der carbonischen Zeit und noch früher stattgehabt; der Process der Verwerfung ist aber damals nicht abgeschlossen worden, sondern dauerte fort bis in unsere Zeit, indem sich entlang der verwerfenden Klüfte die Verschiebungen auch später noch fortsetzten und sogar neue Klüfte entstanden. Credner bringt sehr richtig die vogtländisch-erzgebirgischen Erdbeben mit der Kluftbildung in Zusammenhang.[1]) Es sind aber die Verwerfungen nach jener Zeit nicht mehr so imponirend durch Länge und Sprungweite.

Im Allgemeinen herrschen auch hier die Richtungen vor, welche wir in dem älteren Gebirge als die dominirenden kennen gelernt haben. Nur finden sich öfter auch Spalten mit dem Streichen h. 5 bis $4^1/_2$, welche also der jüngeren Sattelung entsprechen. — Vielleicht gehören zu letzteren auch einige nahezu östlich streichende Verwerfungen im Süden des Gebietes, wie z. B. die grosse Verwerfung zwischen Probstzella und Gräfenthal; doch kann dies vorläufig nur eine Vermuthung sein.

Die meisten von den verwerfenden Klüften innerhalb der nachcarbonischen Gebilde hängen ursächlich zusammen mit jenen seitlich wirkenden Druckkräften, welche auch die Sattelung u. s. w. bewerkstelligten. Sie hängen direkt von den jüngeren, kürzlich beschriebenen Verschiebungen und indirekt von den älteren ab, indem die den älteren Verwerfern aufgelagerten nachcarbonischen Gesteinslagen an den noch nachträglich fortdauernden Kluftverschiebungen unter sich, entlang jener Verwurflinien theilzunehmen gezwungen sind. Namentlich gehören dahin auch viele in der Richtung der Frankenwaldachse streichende Verwerfungsspalten im Zechstein, die theilweise schon durch ihre Länge diese ihre Abstammung verrathen (Gera, Saalfeld, Camsdorf u. s. w.).

Sehr viele von den jüngeren Verwerfungsspalten sind aber auch auf Rechnung der Auslaugung, namentlich innerhalb gewisser

---

[1]) Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1876, 1877 und 1884.

Glieder, zu setzen. Diese Spalten erstrecken sich aber horizontal nie weit. Sie sind namentlich im Gebiet des aus tieferer See abgelagerten oberen Zechsteins anzutreffen und setzen auch in den überlagernden Buntsandstein hinein, wo sie selbstverständlich weniger leicht zu erkennen sind. Derartiger Auslaugung unterlagen in erster Linie die Salz- und Gypslager im unteren Zechsteinletten; es veranlasste da die Schlottenbildung nicht bloss viele einseitige Senkungen entlang kurzer Verwurflinien, sondern vielfach auch kleinere und grössere trichterförmige Einstürze. Diese sind so häufig, dass sie im Volksmunde besondere Namen erhalten haben: in dem an solchen Einstürzen sehr reichen Ausstreichen des untern Buntsandsteins zwischen Neustadt und Pössneck heissen sie, sobald sie auf ihrem Grund ein stehendes Wasser enthalten, »Seelöcher«, weiter im Osten (Triptis, Gera), mögen sie mit Wasser gefüllt sein oder nicht, »Erdfälle.« Durch die theilweise oder gänzliche Wegführung des Gypses ist auf grosse Strecken hin der Plattendolomit des oberen Zechsteins ganz ausserordentlich wellig verbogen und geborsten, ohne dass es gerade zur Bildung kessel- oder trichterförmiger Erdfälle gekommen wäre. Alsdann wird er selbst und sein Hangendes von einer Menge kurzer Klüfte durchsetzt, und es bilden derartige Dolomite des obern Zechsteins einen recht auffälligen Gegensatz gegen die fast horizontal und im Ganzen so ungestört verlaufenden Schichten des unweit ausstreichenden mittleren und unteren Zechsteins und Rothliegenden.

Einstürze kommen auch im älteren Gebirge vor, und es sind an vielen Punkten die Lagerungsverhältnisse derartig, dass man trotz der überall vorherrschenden mehrfachen, sich kreuzenden Sattelbildungen glaubt, daneben ein local beschränktes Einsinken einer kleinen Gesteinspartie annehmen zu müssen. — Der interessanteste dieser Einstürze befindet sich nordöstlich bei Greiz: 140^{m} über der Thalsohle der Elster, 390^{m} über dem Meeresspiegel, innerhalb des Untersilurs ein dreihundert Meter im Durchmesser haltender, nahezu halbkreisförmiger Trichter, welcher von dem oben beschriebenen hinein verstürzten Buntsandstein und Muschelkalk ausgefüllt ist. Der Durchmesser, also die gerade Seite dieses Trichters verläuft ebenfalls h. 5, und entlang dieser Seite ist das

nordwärts gelegene Terrain abwärts geglitten, so dass man klar sieht, wie der Einsturz entlang einer zum oben beschriebenen nachcarbonischen Verwerfungssystem gehörenden Spalte im unteren Silur und Cambrium erfolgt ist. Dieser Umstand ist von Gewicht, denn er berechtigt, auch die im Süden des Gebietes in h. 5 bis 6 verlaufenden Verwerfungsklüfte, wie die zwischen Probstzella und Gräfenthal, der nachcarbonischen Zeit zuzusprechen. Die verstürzten Schichten des Muschelkalkes stehen ganz steil, haben zum Theil noch das Streichen h. 5, zum Theil aber sind sie so verstaucht, dass man von einem Streichen kaum reden kann. — An eine Auswaschung von Gyps oder Kalk ist hier nicht zu denken, denn Gypse und Kalke finden sich im unteren Untersilur und Cambrium Ostthüringens nirgends vor. Es liegt der eingesunkene Muschelkalk aber an einem Punkt, wo sich die gut ausgesprochenen h. 1 und h. 7 streichenden Sattelungen gegenseitig und mit der erzgebirgischen kreuzen, und es kann unter solchen Umständen sehr wohl ein Hohlraum zwischen den Falten entstanden sein, der beim Hinzutritt der h. 5-Sattelung den Einsturz veranlasste.

3. Allgemeine Abschwemmung.

Das eben erwähnte inselartige Vorkommen von Muschelkalk verdankt seine Erhaltung lediglich dem Zufall, dass es um mindestens 60^{m} in die Tiefe versank, denn sonst wäre es der gänzlichen Abschwemmung wie der übrige Muschelkalk ringsum weit und breit unterlegen. Wir können bei der vergleichsweise reichen Fauna desselben, bei seiner petrographischen Differenzirung und bei dem Mangel von petrographischen oder palaeontologischen specifischen Besonderheiten nicht annehmen, dass wir es hier mit einem kleinen selbständigen Becken zu thun haben. Es liegt vielmehr ein Ueberbleibsel vor, welches einst zu der grossen allgemeinen Muschelkalkdecke gehört hat und jetzt durch Abschwemmung so sehr isolirt ist, dass die nächste Grenze des thüringischen Muschelkalklagers ziemlich 6 Meilen davon entfernt liegt. Es ist dies ein eindringlich sprechendes Zeugniss für die

Grösse der Massen, die in der langen nachtriasischen Zeit weggeführt sind.

Ebenso sind hier natürlich auch gewaltige Massen von Buntsandstein weggeschwemmt worden, obschon hier die Abtrennung von dem Buntsandstein des thüringer Beckens für gegenwärtige Zeit eine sehr viel weniger weite ward. Auch anderwärts liegen Beweise vor für eine ehemals weit grössere Ausdehnung dieses Gebirges. Auf dem ganzen Südabhang des mittleren Orlathales liegt jetzt kein Buntsandstein mehr, und doch sind hier 40 bis 55^{m} über der jetzigen Orlathalsohle und $1\frac{1}{2}^{km}$ von dem jenseit der Orla anstehenden Buntsandstein entfernt, Höhlen angefüllt mit den Zerstörungsprodukten aus dieser Formation. Die zahlreichen Buntsandsteininseln im Osten und Nordosten des Gebietes haben sicher einst zu der zusammenhängenden allgemeinen Buntsandsteindecke gehört.

Der Zechstein ist vorzugsweise infolge des Schutzes, den ihm die vielfach übergreifende Triasdecke gewährte, sodann aber auch wegen seiner grösseren Widerstandsfähigkeit, bei weitem nicht so stark weggeführt worden wie die beiden triasischen Abtheilungen, und es mag die jetzige Südgrenze seines Ausstreichens so ziemlich der alten Zechsteinküste entsprechen.

Das Rothliegende war durch die übergreifende Lagerung seines Hangenden noch besser geschützt, da seine ursprüngliche Küstenlinie im ganzen noch weiter nordwärts zurücklag wie die Zechsteinküste.

Dagegen müssen die Abtragungen auf dem damaligen ostthüringischen Festlande während der jungcarbonischen und namentlich während der Zeit des Rothliegenden ganz unermesslich gewesen sein, wie die besondere Zusammensetzung und die Mächtigkeit des Rothliegenden lehren.

VII. Die Eruptivgesteine und ihre klastischen Derivate.

Ostthüringen zeichnet sich durch die grosse Anzahl der anstehenden Eruptivmassen aus, und diese Zahl ist weit grösser, als man beim Einblick in die NAUMANN-COTTA'sche Uebersichtskarte vermuthen kann, da hier nicht nur die Mehrzahl der kleineren und abgelegeneren Vorkommen fehlt, sondern auch auf der andern Seite oft eine ganze Anzahl von Einzelmassen, die durch Sedimentschichten von einander räumlich und zeitlich scharf geschieden sind, zu einer einzigen continuirlichen Decke zusammengezeichnet sind. Der grossen Zahl entspricht aber nicht die Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten, wenn wir von den Diabasgesteinen absehen, die allerdings in den verschiedensten Arten und Varietäten auftreten.

1. Der Granit.

Granit findet sich in Stöcken und Gängen nur auf einem beschränkten Gebiet zwischen Lobenstein und Lehesten. Eine gewisse Anordnung der verschiedenen Vorkommnisse nach nordwestlichem Streichen, also in der Richtung der Frankenwaldachse, ist unverkennbar, wenn auch die Richtungen der einzelnen Gänge und grössten Achsen der Stöcke keiner Regel zu unterliegen scheinen. Das grösste Granitmassiv ist das des Hennbergs[1]) mit einem grössten Durchmesser von noch nicht ganz einem Kilometer. Das Gestein der Stöcke zeigt allenthalben eine gewisse Gleichförmigkeit sowohl in dem mittleren bis feineren Korn und der ver-

---

[1]) Näheres darüber findet sich in der fleissigen Arbeit: »Die Contakterscheinungen an dem Granit des Hennbergs bei Weitisberga.« Inaug.-Diss. von F. E. MÜLLER. 1882.

schieden nüancirten röthlichen Farbe, wie in der mineralischen Zusammensetzung. Letztere ist ein Gemisch von rothem Orthoklas, weisslichem Plagioklas [nach F. E. Müller wahrscheinlich Oligoklas], Quarz, Magnesia- und Kaliglimmer. Das Gestein variirt einerseits durch Ueberhandnahme des Kaliglimmers, Verschwinden des Magnesiaglimmers und Zurücktreten des Plagioklases nach ächtem, leichter zerstörbaren Granit mit wenigen accessorischen Beimengungen, und andererseits durch Verschwinden des Kaliglimmers und Zunahme des Plagioklases nach Granitit hin mit vielerlei accessorischen Gemengtheilen, worunter Hornblende, Magneteisen und Apatit die bemerkenswerthesten sind.

Dass der Granit, welcher von den Stöcken aus in Spalten hinein oder überhaupt in Gängen aufsetzt, kleinkörnig und dunklerfarbig, sowie von mehr wechselnder Zusammensetzung ist, bedarf kaum der Erwähnung.

Was das Alter des Granits betrifft, so ist zuerst bei der grossen Aehnlichkeit, welche die Gesteine der einzelnen Stöcke zeigen, und bei der engen lokalen Gruppirung anzunehmen, dass sie sämmtlich einer einzigen, nicht zu lange währenden Ausbruchsperiode angehören. Die am weitesten östlich gelegenen Stöcke stehen im obersten Cambrium, dessen Schiefer sie in ihrer Umgebung in Fleck- und Knötchenschiefer umgewandelt haben. Der Hennberg, dessen breiten Gipfel das schon oben erwähnte grösste aller ostthüringischen Granitmassive krönt, besteht aus einem schwärzlichen Schiefer, welchen Gümbel hauptsächlich mit auf Grund mikroskopischer Untersuchung für untersilurisch erklärt, während Richter[1]) ihn dem Unterdevon einreiht. So weit mich die vorbereitenden Aufnahmearbeiten bis jetzt belehren konnten, muss ich diese Schiefer für kulmisch halten. Diese Ansicht wird noch dadurch gestützt, dass die weiter südlich, bei Ossla befindlichen Granitgänge in ächtem Kulm stehen, ferner dadurch, dass rings um den Hennberg herum nur Kulm und Oberdevon anstehen, und endlich auch noch dadurch, dass Richter auf seiner Karte diese Schiefer als zum untersten Devon gehörige Dachschiefer eingezeichnet hat,

---

[1]) Siehe die Karte in der Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1869.

denn letztere »Dachschiefer« RICHTER's sind eben unterkulmischen Alters. Dass die Schiefer im Innern krystallinischen Habitus zeigen, kann nicht befremden, da, wie ich oben gezeigt, auch anderwärts Kulm- und Devongesteine bis zum sericitischen Habitus des cambrischen Schiefers umgewandelt worden sind, und da hier gerade der grosse Granitstock umwandelnd wirken musste; sind doch auch in grösserer Nähe desselben die Schiefer in Fleck- und Knötchenschiefer und, wie F. E. MÜLLER nachgewiesen hat, sogar auch in Chiastolith- und Andalusitschiefer umgeändert.

Aus dem Allen geht hervor, dass die Granite Ostthüringens höchst wahrscheinlich carbonischen Alters sind. Volle Gewissheit werden die geologischen Detailaufnahmen bringen, welche ich mit Dr. ZIMMERMANN noch bis zum Herbst dieses Jahres zu Ende zu führen gedenke.

2. Der quarzführende Porphyr.

Im Nordosten des Gebietes, zwischen Ronneburg und Schmölln, findet sich eine kleine Gruppe von Porphyren, welche wegen ihres Habitus als Feldspathfelsitporphyr bezeichnet werden können. In einer trübröthlichbraungrauen, feinkrystallinisch-körnigen, felsitischen Grundmasse liegen viele grosse, leicht verwitternde, weisse bis gelblichweisse Plagioklaskrystalle von weniger scharf ausgebildeten Umrissen, viele röthlichweisse, gut ausgebildete, schwerer verwitternde Orthoklase und wenige kleine Quarzkörner. Dazu gesellt sich ein zweiter dunkelgrauer Porphyr, ein Quarzfelsitporphr, mit höchst feinkörniger bis glasiger felsitischer Grundmasse und vielen ausgeschiedenen gröberen Quarzkörnern und weissen Orthoklasen mit weniger gut entwickelten Begrenzungsflächen. Diese Porphyre bilden Gänge, welche im Unterdevon und Mitteldevon aufsetzen, also sicher jünger als mitteldevonisch sind.

Ganz nahe verwandt sind kleine weiter südlich gelegene Porphyrkuppen, die im Rothliegenden stehen (Brunn).

Eine zweite Gruppe findet sich nordwestlich von Wurzbach und bildet ebenfalls nur Gänge; diese setzen in Kulm auf. Hier

scheiden sich aus einer hellgrauen, deutlich körnigen Grundmasse grosse weisse Orthoklase, kleine Plagioklase und wenige, sehr kleine Quarze aus; vielfach finden sich in der Masse zarte Hornblendenadeln ein.

Vereinzelt setzt bei Zeulenroda ein Gang grauröthlichen Porphyrs auf, der fast nur aus Felsitmasse besteht und 70 pCt. Kieselsäure enthält. Derselbe hat beim Empordringen viel Gesteinsbröckchen aus dem Mitteldevon mit emporgerissen und eingehüllt. An diesen Brocken zeigen sich Contactänderungen, zonal im Porphyr wie in den Brocken selbst. Diese letzteren sind aber nicht so bedeutend, dass man über den Ursprung des Gesteins einen Augenblick im Zweifel sein könnte, wie denn überhaupt sämmtliche Porphyre des Gebietes nur äusserst geringe Contactwirkungen veranlasst haben.

3. Die quarzfreien Porphyre.

Die quarzfreien Porphyre haben nur im Westen des Gebietes einen Schauplatz für ihre eruptive Thätigkeit gefunden, und bedürfen hier überall noch specieller Untersuchungen, da sie viel variiren. Indess lassen sich doch schon jetzt bestimmte Gruppen unterscheiden, welche schon Richter unter den Namen Glimmerporphyrit und Feldspathporphyrit unterschieden hat.

Es scheidet sich zuerst eine Gruppe südlich und südsüdwestlich bei Saalfeld ab, welche sich aus einigen, sehr wenig mächtigen, kurzen Gängen, aus einem mächtigeren Gang und aus einem grösseren Stock oder Lager zusammensetzt. Das Gestein hat aus einer violettgrauen oder graurothen Grundmasse zahlreiche Glimmerkrystalle ausgeschieden, daneben aber auch Feldspathe, welche jedoch völlig umgewandelt sind und ihre ursprüngliche Natur nicht mehr erkennen lassen; die Stellung, in welcher die verdrängenden, noch vorhandenen Mineralien in den ursprünglichen Krystall eingedrungen sind, weist auf eine Zwillingsebene und auf Verwachsungsstreifung, also auf Plagioklase hin. Das erwähnte Lager, bezw. der stockförmige Lagergang steht im unteren Devon, ebenso noch zwei andere Gänge, während die übri-

gen Gänge im mittleren und oberen Silur und einer im oberen Devon aufsetzen.

Eine zweite Gruppe hat sich westlich unweit Eichicht etablirt und besteht aus Gängen von zwar geringer Mächtigkeit, aber theilweis längerer Horizontalerstreckung. Es sind das lichtbräunliche bis gelblichgraue Porphyrite, die einen Glimmer und einen trüben Feldspath ausgeschieden haben, welche letztere als Kaliglimmer und Orthoklas anzusprechen sein dürften; daneben liegen in der Grundmasse noch feine Hornblendenädelchen. Diese Porphyre sind bei weitem nicht so zersetzt wie die der vorigen Gruppe. Die Gänge stehen sämmtlich im unteren Kulm, nur sehr wenige im oberen Devon.

Ausserdem lassen sich noch weiter im Südwesten hornblendeführende Porphyre anführen, Gänge bildende dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine mit magneteisenreicher, sehr feinkörniger Grundmasse, worin grosse Plagioklase, Orthoklase und Hornblenden in wechselnder Häufigkeit ausgeschieden sind. Grosse, in einzelnen Gesteinspartien vorhandene Quarzkörner machen mehr den Eindruck, als ob sie von aussen in das Magma gerathen wären. Trotz des frischen Aussehens sind die grösseren ausgeschiedenen Mineralien sehr umgewandelt.

Da die Porphyre nur auf Gängen und noch dazu auf wenig mächtigen Gängen vorkommen, ist es nicht zu verwundern, dass Porphyrtuffe und -Conglomerate in Ostthüringen fast ganz fehlen. Nur ein Vorkommniss derart ist anzuführen: südwestlich bei Saalfeld am Fuss der vorderen Gartenkuppe streicht mitten im Unterdevon, oberhalb der unterdevonischen Kalkknotenschiefer, concordant eingelagert, eine Conglomeratbank aus, welche aus Porphyr und verschiedenen Schieferbruchstücken, verkittet durch porphyrischen Schliech, besteht. Der Porphyr ist höchst feinkörnig felsitisch, mit nur sehr wenigen Feldspathausscheidungen.

4. Der Lamprophyr.

Petrographen haben verschiedentlich an der Bezeichnung »Lamprophyr« Anstoss genommen, und es ist zuzugeben, dass

von rein petrographischem Standpunkt aus sich berechtigte Einwendungen gegen diese Bezeichnung machen lassen. Trotzdem erlaube ich mir, jenen Namen beizubehalten, denn als kartirende Geologen sagen wir: es war ein guter, praktischer Griff, als GÜMBEL mit geistvoller Berücksichtigung aller Umstände den Namen Lamprophyr einführte[1]).

Ein Gestein, welches spätcarbonischen Alters ist, in schmalen Gängen aufsetzt und zusammengesetzt ist aus einem oder zwei Feldspathen, dunklem Magnesiaglimmer und Magneteisen mit zurücktretenden Hornblende-Augitmineralien, belegen wir mit dem Namen Lamprophyr, indem wir anerkennen, dass eine vorliegende Probe aus irgend einem der vielen Gänge durch das Ueberhandnehmen des einen oder anderen Bestandtheils sich noch ausserdem unter die Rubriken »Kersantit«, »Minette«, »Glimmerdiorit« u. s. w. einreihen lässt. — DasHornblende-Augitmineral ist in allen Lamprophyrgängen Ostthüringens entweder braune Hornblende oder grüner bis licht grünlichbrauner Augit, und zwar kann in einer und derselben Gangausfüllung an der einen Stelle Augit sowohl wie Hornblende fast vollständig fehlen, an einer zweiten nur Augit und an einer dritten Hornblende und Augit in gleicher Menge eingestreut sein (Wurzbach). Auch Lamprophyrproben mit mehr Hornblende und ganz zurücktretendem Augit kommen vor. Von weniger wesentlichen primären Gemengtheilen sind unter anderen zu nennen Quarz, Titaneisen (als Vertreter des Magneteisens?), Titanit und Apatit[2]).

Fast alle Lamprophyre verrathen eine starke Neigung zur Bildung von kleinen kugeligen Concretionen, die ich nach Analogie der GÜMBEL'schen Perldiabase, Perlen nennen möchte. Der erste Anfang dazu ist der, dass sich die Glimmerkrystalle oder auch die

---

[1]) GÜMBEL, »Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges« 1874, S. 36.

[2]) Einzelne unserer ostthüringischen Lamprophyre hat R. PÖHLMANN eingehender untersucht; man vergleiche seine recht gründliche Arbeit: »Untersuch. über Glimmerdiorite und Kersantite Südthüringens und des Frankenwaldes«. Inaug.-Diss. 1884.

Hornblenden concentrisch ordnen, so dass sie im mikroskopischen Querschnitt Kreise bilden, ohne dass innerhalb dieser Kreise die Plagioklasgrundmasse eine wesentlich andere Textur zeigt; ein zweites Stadium wird angedeutet, wenn die feldspathige Grundmasse innerhalb der Ringe sich von den übrigen primären Mineralien freimacht, und ein letztes, wenn sie dabei immer feinkörniger und zuletzt hochfeinkörnig wird.

Das Verhältniss zum Nebengestein ist ein sehr verschiedenartiges; der eine Gang hat so gut wie keine Contacterscheinungen aufzuweisen, der andere hat nicht nur das Nebengestein auf eine kurze Strecke umgewandelt, sondern sich auch sonst mit Saalbändern von variirendem Gestein umgeben. Bei Schleiz streicht ein Lamprophyrgang durch unteren Kulm und oberdevonischen Kalk; im Kulm erweist sich dieser Gang als durchaus homogen, und es ist der Grauwackenschiefer im Contact ganz unverändert; im Devon dagegen wird der Lamprophyr in der Nähe des Nebengesteins schiefrig in seiner Textur, und ist der Kalk bis auf $^1/_2{}^m$ Entfernung von dem Gang feinkrystallinisch-körnig geworden und imprägnirt mit feinen Eisenkieskrystallen. Ein anderer Gang (Bärenstein bei Lehesten) hat grosse Granit- und Kulmsandsteinbrocken beim Aufdringen mit sich fortgerissen und in seine Masse eingewickelt; den an den Gang angrenzenden Schiefer hat er nicht verändert, den eingeschlossenen Granit ebenfalls nur unerheblich, den Kulmsandstein dagegen so stark, dass derselbe eine Menge Hornblende und schön colombinrothe Granaten in seiner Masse ausgeschieden hat. — Hat das Gestein in seinem normalen Zustande durch die grossen Magnesiaglimmerkrystalle, die sehr gewöhnlich aus einem Aggregat kleinerer Individuen bestehen, schon einen porphyrischen Charakter, so erhöht sich derselbe sehr häufig im Contact, indem sich in der Nähe des Nebengesteins eine Zone ausbildet, innerhalb welcher die Grundmasse weit feinkörniger und die ausgeschiedenen Glimmerkrystalle vereinzelter und weit grösser (bis 7^{mm} im Durchmesser) sind. Sehr gewöhnlich wird das Gestein vom Nebengestein ab auf mehrere Centimeter schiefrig, theils durch Parallelordnung der Glimmerkrystalle, theils durch besondere Absonderungsweise der Grundmasse.

Die schmalen, oft weit zu verfolgenden Gänge haben meist kein constantes Streichen, sondern krümmen sich gern ein wenig oder machen einige stufenförmige Biegungen. Es scheint ein Streichen h. 1 und h. 11 vorzuherrschen, es kommen aber auch eine Menge anderer Richtungen vor, namentlich auch die von h. 9 und h. 6, also die nordwestliche und östliche. Untersuchung an Ort und Stelle lehrt überall, dass die Eruptionsspalten des Lamprophyrs sich für das Eruptivgestein erst öffneten, nachdem die Zeit der erzgebirgischen [nordöstlich streichenden] Sattelungen vorüber war, denn sie setzen immer mehr oder minder quer durch Sättel und Mulden hindurch. Ganz aber können die grossen umgestaltenden carbonzeitlichen Bewegungen der Erdkruste im Gebiet noch nicht aufgehört haben, als die Lamprophyre sich ergossen, denn deren Gänge sind hier und da später gestört und verworfen (Elsterberg). Fassen wir das alles zusammen, so kommen wir zu dem Schluss, dass die Eruption hauptsächlich stattfand in der späteren jungcarbonischen Periode, — in jener Zeit, wo vorzugsweise die mehr oder weniger nordsüdlich streichenden verwerfenden Spalten aufrissen, deren Entstehung wir oben auf die aus dem erzgebirgischen und dem frankenwäldischen Drucke resultirende Mittelkraft zurückführen zu müssen glaubten.

5. Der Melaphyr.

Melaphyre finden sich nur im Nordosten (zwischen Ronneburg und Crimmitschau, westlich von Werdau u. s. w.), aber hier in ziemlicher Anzahl. Das Gestein ist bei allen Vorkommnissen von recht übereinstimmendem Gepräge, leider auch überall recht gleichmässig zersetzt und umgewandelt. Aeusserlich betrachtet stimmt es sehr überein mit dem der Zwickau-Oberhohndorfer Melaphyre; es ist graulichrothbraun bis rothgrau, infolge der Zersetzung weich, mit kleinen, bis zollgrossen blasenförmigen Hohlräumen ausgestattet. In letzteren lassen sich mit unbewaffnetem Auge sekundär ausgeschieden noch Braunspath, Eisenspath, Aragonit und Chlorophäit, sowie in der Grundmasse rothe, fast metallisch glänzende, dem Rubellan gleichende Glimmerkrystalle

und braune Eisenoxydhydratpartikelchen von spiessiger Hornblendeform erkennen. Nach längerem Suchen findet man im Dünnschliff, der meist gänzlich mit den theils rothbraunen durchscheinenden, theils opaken Körnern und Putzen von Eisenerzen angefüllt ist, noch eine frischere Stelle, worin viele kleine, lange Plagioklase und Magneteisenkörner ausgeschieden sind.

Fast alle diese Melaphyre stehen in Beziehung zum Rothliegenden; entweder sind sie deutliche Einlagerungen im übergreifenden Rothliegenden selbst, oder sie stehen gangförmig im älteren Gebirge, im unteren und mittleren Silur, und ragen in das Rothliegende hinein; nur selten treten sie frei zu Tage, rings umgeben von älteren Schiefern; dann aber liegt die Grenze des Rothliegenden nicht weit.

Im Contact sind die Kieselschiefer und auch die untersilurischen Schiefer gebleicht, verkieselt, in scharfkantige kleine Bruchstücke zerbrochen und mit Eisenoxyd und Eisenkiesel wieder verkittet.

Die Melaphyrdurchbrüche lassen sehr deutlich eine Anordnung in der Richtung h. 3 erkennen, haben also das erzgebirgische Streichen. Dass sie dem Zeitalter des Rothliegenden angehören, kann keinem Zweifel unterliegen.

Die Diabasgruppe.

Die Gesteine der Diabasgruppe und speciell die eigentlichen Diabase selbst sind schon seit längerer Zeit in grob- und feinkörnige geschieden und so auch auf den Karten eingetragen worden. Sehr frühzeitig machte ich auch die Erfahrung, dass in Ostthüringen die älteren Diabase im Durchschnitt gröber, die jüngeren feiner von Korn sind, und dass die Grenzscheide, wo die gröberen in die feineren Diabase übergehen, im Mitteldevon liegt[1]. Ausnahmen von dieser Regel giebt es aber in Ostthüringen selbst verschiedenorts, und überdies ist der Unterschied ein gar zu fliessender: leicht nennt der Eine einen Diabas feinkörnig, dessen Korn ein Anderer noch recht grob findet. Da hat sich im Laufe der

[1]) Vergl. u. A. die Abh. z. Sect. Zeulenroda S. 48.

Untersuchungsarbeiten für Ostthüringen noch während der Publication der Section Zeulenroda, aber leider zu spät für diese selbst ein anderes Merkmal gefunden, welches zwar auch nicht beanspruchen kann, eine Trennung der Diabase nach Constitution und Alter in absoluter Weise zu ermöglichen, welches aber immerhin besser Stich hält, als jenes Merkmal des groben und feinen Kornes, und nach welchem man namentlich auch die jüngeren grobkörnigen Diabase von den älteren gut trennen kann. Die Feldspathe in den jüngeren Gesteinen der Diabasfamilie sind nämlich so ziemlich ohne Ausnahme tafel- und langsäulenförmig, an den Enden durch vorgezogene Lamellen undeutlich zugespitzt oder gablig, so dass dadurch das Gestein im Dünnschliff eine gefilzte Textur zu erkennen giebt, während die Feldspathe in der Grundmasse der älteren Diabasgesteine — [nicht sind es alle mehr porphyrisch ausgeschiedenen einzelnen grösseren Plagioklase und die sehr kleinen secundärer Entstehung] — nach allen drei Dimensionen gleichmässiger ausgebildet sind, so dass die Textur dadurch eine mehr gekörnte, aus Körnern zusammengesetzte, wird.

Hier sei nur noch die Bemerkung gestattet, dass im Nachstehenden bei der Schilderung der Diabase, ebenso wie es bisher bei den anderen Eruptivgesteinen geschehen ist, die Diagnose nur in allgemeinen Zügen gegeben werden soll, weil sonst beim Eingehen in die Details der Gesteinsvariationen diese Abhandlung den gewünschten Charakter einer »Uebersicht« verlieren würde.

6. Der Epidiorit.

Die Reihe der Diabasgesteine mit einem Diorit zu beginnen, das möchte für den ersten Blick unrichtig erscheinen; doch dürfte es sich in diesem Falle rechtfertigen.

Folgen wir der geistvollen Idee GÜMBEL's, so ist Epidiorit ein spätcambrischer oder frühsilurischer Diorit, der sich durch seinen Habitus und durch sein Alter von den älteren Dioriten einigermaassen unterscheidet [1]). Er besteht aus trüben Plagioklasen, gemengt mit grüner Hornblende und etwas Titaneisen, hat

[1]) »Die palaeolith. Eruptivgest. d. Ficht.« S. 10.

stumpfe graugrüne Farbe, ist verhältnissmässig weich und braust in frischem Zustand wegen fein eingesprengten Calcits mit Säuren. Neben der Hornblende ist noch viel chloritisches Mineral vorhanden, welches, wie mich frühere Untersuchungen belehrten, von dem Diabantachronnyn, dem Chlorit der eigentlichen Diabase [1]), sich nur dadurch unterscheidet, dass es lichter grün und blättriger ist. Innerhalb der groben, nach allen drei Dimensionen leidlich gleichmässig ausgebildeten, stets sehr trüben und zersetzten Plagioklase sind sehr gewöhnlich kleine, mehr tafel- und nadelförmige Plagioklase von frischem Aussehen eingebettet, augenscheinlich Neubildungen. Ob dies Albite sind, ist an sich schwer zu entscheiden; da aber an mehreren Orten in den Ausfüllungen von Spalten innerhalb des Gesteins und in den schmalen Endapophysen der Gänge sich sicher rother oder weisser Albit als secundäres Gebilde in grösseren Krystallen ausgeschieden hat, so ist es mindestens wahrscheinlich. Endlich macht auch der bei weitem grösste Theil der Hornblende, mag sie in einzelnen Säulchen und Nadeln, oder strahlig oder garbenförmig auftreten, bei ihrer verhältnissmässig grossen Frische und bei der ganzen Art ihrer Einlagerung durchaus den Eindruck einer secundären Bildung; nur sehr wenige und kleinere Hornblende-Individuen von etwas mehr ins Bräunliche gehender Farbe scheinen primärer Entstehung zu sein. Nimmt man noch hinzu, dass sich in verschiedenen Proben, entnommen aus möglichst unangegriffenen Partien der Gänge und Lager, wie sie gelegentlich der Bergbau fördert, angenagte Reste brauner Augite vorfinden, so ist gewiss die Annahme gerechtfertigt, dass der Epidiorit einst ein etwas Hornblende führender Diabas gewesen ist, welcher sich sekundär durch Umwandlung des grössten Theils von Augit hauptsächlich in Hornblende und Chlorit, und eines Theiles vom Plagioklas häuptsächlich in Albit und Calcit in das jetzt vorliegende dioritische Gestein umgeändert hat.

Der Epidiorit bildet Gänge im Cambrium und ältesten Untersilur, und ebenso viele Lager, diese aber nur innerhalb der jüngsten

[1]) »Die färbenden Mineralien der Diabase des Vogtl. und Frankenwaldes«. Programm 1869.

Schichten des oberen Cambriums und innerhalb der untersten Schichten des unteren Silurs. Sein Alter ist dadurch für Ostthüringen fest bestimmt. — Die Lager und Gänge erscheinen selten vereinzelt, in der Regel zu Gruppen vereinigt (nordwestlich von Hirschberg, Göltschthal bei Greiz, Wurzbach u. s. w.).

Das Streichen der Lager ist selbstverständlich immer, das der Gänge in den meisten Fällen identisch mit dem Streichen der an der betreffenden Oertlichkeit vorherrschenden Sattelung.

6a. Klastische Derivate.

Zahlreiche Einlagerungen in den Schiefern und Quarziten der Heimatzone des Epidiorits unterscheiden sich von letzterem weniger durch ihre mineralogische Zusammensetzung, als vielmehr durch ihre Structur, welche sie zu den geschichteten Gesteinen verweist. Bei näherer Untersuchung finden sich dann auch abgerundete Quarzkörnchen, Putzen von Schieferschliech und andere Beweise der klastischen Natur. Sonst aber führt das Gestein gerade wie der Epidiorit sehr trübe Feldspathe, worin kleine frische, regenerirte Plagioklase liegen, und sekundäre Hornblende neben Chlorit und Titaneisen. Dies sind die ganz unzweifelhaften Epidioritschalsteine. — Dabei kommen aber auch noch andere Lager vor, deren Gestein äusserlich insofern abweicht, als es schiefriger, mehr grünlichgrau und auf den Schieferflächen schimmernder, und auch sonst weicher ist, — das alles, weil es weniger Feldspath, mehr dem Talk nahestehenden Chlorit und mehr Hornblende führt. So gleicht das Gestein einem quarzfreien oder quarzarmen Talkschiefer. Durch allmähliche Uebergänge ist es verbunden mit dem ganz reinen Epidioritschalstein einerseits und durch sich steigernde Aufnahme von sehr feinen Quarzkörnern und Glimmermineralien mit dem Schiefer andererseits[1]. Ja sogar Uebergänge in die blättrigen Quarzite und in die Klingenquarzite fehlen nicht. Eine besondere, aber auch durch Uebergänge vermittelte Modifi-

[1] Gümbel (S. 41) vermuthet wegen des hohen Magnesiagehaltes und wegen eines Olivinvorkommens, dass diese talkschieferartigen Schalsteine Derivate des Palaeopikrits seien. Meine Erfahrungen in Ostthüringen bestätigen das nicht. (Vergl. gleich weiter unten.)

cation des Schalsteines ist die, wenn in demselben unter Zurücktreten der Plagioklaskörner sich die Calcitkörner mehren. In der Regel mehrt sich dann auch der chloritische Bestandtheil gegenüber der Hornblende beträchtlich und wird lichtfarbiger und wasserärmer, talkartiger. Die Kalkspathkörner sind zwar meist rundlich, lassen aber eine bestimmte Neigung zur Ausprägung in Rhomboëdern erkennen; diese werden namentlich deutlich und scharf, wenn ein guter Theil der Kalkerde durch Magnesia und Eisenoxydul vertreten ist, so dass die Körner bei angehender Verwitterung sich wie Eisenspath bräunen, und das ist vielorts der Fall. Derlei chloritisch-calcitische Schieferbänke kommen überall vor, wo die Epidiorite und ihre normalen Schalsteine lagern, also im Gebiet der oben genannten Gruppen.

Es kommen aber ausserhalb jener Gruppen und selten auch im oberen mittleren Cambrium derlei chloritisch-calcitische Schiefer vor, vergesellschaftet mit Schiefern, welche viel Hornblende und Chlorit, auch etwas Titaneisen führen (nördlich von Greiz, östlich von Lobenstein u. s. w.); dass auch diese ihre Existenz Diabasgesteinen, bezw. Epidioriten mit verdanken, ist möglich, aber vorläufig durchaus nicht sicher zu begründen.

7. Die gekörnten porphyrischen Diabase.

An die Epidiorite schliessen sich porphyrische Diabase von gekörnter Textur an, welche mit ihnen gleichen Alters, also jüngstcambrisch oder ältestsilurisch sind. In der Grundmasse des Gesteins, bestehend wesentlich aus zweierlei Plagioklas, Augit, Chlorit, Titaneisen mit etwas zurücktretender Hornblende, Epidot und Apatit, liegen grössere Plagioklaskrystalle von verworrenem Gefüge [bessere Spaltbarkeit ist selten] und meist schlecht entwickelten Umrissen. — Der primäre Plagioklas[1]) ist stets trübe und sehr mit Neubildungen durchsetzt, unter denen sich kleine, wenig versehrte Feldspathe bemerklich machen, die sich auch sonst zwischen die anderen

[1]) Nach Gümbel und Loretz in ähnlichen Gesteinen vom Fichtelgebirge Labrador. — Diese unsere ostthüringischen Gesteine gehören mit in die Gruppe der Proterobase Gümbel's.

Mineralien eindrängen, aber gegen die primären sehr zurücktreten. Der braune Augit ist in grossen Körnern eingemengt, bisweilen an den einen Proben aus einem und demselben Lager noch recht frisch und an den anderen bis fast zum gänzlichen Verschwinden zersetzt und umgewandelt. Der Chlorit entspricht in seinen Eigenschaften dem eigentlichen Diabaschlorit, dem Diabantachronnyn. Epidot ist stets reichlich vorhanden, und sind durch ihn die grossen, die porphyrische Structur veranlassenden Feldspathe sehr oft pistazgrün gefärbt, welche Färbung namentlich nach dem Anätzen vortritt. Die kleinen Hornblenden sind zum Theil primär und mehr von bräunlichgrüner Farbe, zum Theil sekundär und dann mehr bläulichgrün. Apatit fehlt niemals; haufig stellt sich ein farbloser Glimmer in kleinen Blättchen als Zersetzungsprodukt ein.

Was das Auftreten dieser Gesteine betrifft, so kommen zunächst die Lager, bezw. Lagerstöcke in Betracht, auf denen sie vorzugsweise brechen. Dieselben liegen zum kleinen Theil vereinzelt, zum grösseren Theil zu Gruppen vereinigt im Gebiet des oberen Cambriums und tiefsten Untersilurs. Derartige Gruppen liegen z. B. im Waidmannsheiler und Lerchenhübeler Forst bei Saalburg, südlich von Lobenstein, östlich bei Ronneburg, und ich habe für Ostthüringen die Erfahrung gemacht, dass da, wo diese porphyrischen Diabase sich zu Gruppen mehren, die Epidiorite nicht oder nur vereinzelt auftreten, und umgekehrt. Ein bestimmtes Streichen halten die einzelnen Lager innerhalb der Gruppe nicht immer ein, doch lässt sich bisweilen eine nordöstliche Richtung nicht verkennen; ebenso verrathen auch die Einzellager keine Streichlinie, und man muss sich bei der Bestimmung ihres Streichens nach dem der umgebenden Schiefer richten. Die Umrisse der einzelnen genau auf der Karte eingetragenen Lager sind vielmehr so rundlich und gebuchtet, dass von einem grössten Durchmesser meist gar nicht die Rede sein kann; und ist letzteres doch der Fall, dann liegen diese grössten Durchmesser vorherrschend östlich bis nordöstlich, aber durchaus nicht regelmässig genau in der Richtung des Schieferstreichens.

Da, wo die grösseren Lager zahlreich vorhanden sind, pflegen auch kleine, schmale Kuppen aus demselben Material, aber feineren

Korns aufzutreten, die man wohl nicht mit Unrecht für Gänge hält. Leider sind sie sämmtlich zu schlecht aufgeschlossen, als dass man bestimmt urtheilen dürfte. Hierher gehören aber ferner noch eine Anzahl Gänge, die ebenfalls meist in Gruppen und leidlich parallel geordnet beisammen im mittleren und oberen Cambrium stehen und wohl als die Wurzeln einstiger Lager aufzufassen sind, von den jetzt noch vorhandenen Lagern aber weit entfernt liegen. Das Gestein dieser Gänge hat der Umwandlung noch mehr unterliegen müssen wie das der Lager. Daher sind die Augite mit Ausnahme eines Ganges nur noch an der Anordnung ihrer Zerlegungsprodukte zu erkennen. Die grossen Plagioklase, die das Gestein porphyrisch machen, sehen wie gequetscht aus. Die Feldspathe überhaupt haben sich theilweise in Calcit, Quarzkörnchen, eine Fibrolith-ähnliche Substanz und in einen weissen Glimmer umgewandelt, den Herr Dr. Rothpletz nach mündlicher Mittheilung für ächten Kaliglimmer hält. Sonst verhält sich das Gestein genau wie das Lagergestein; es fehlen unter den Neubildungen auch die Plagioklase und Epidote nicht, und es ist der Chlorit ganz derselbe. Da, wo die Apophysen der Gänge sich verlieren, füllt sich die Gangspalte aus mit Quarz, Aragonit, thuringitähnlichem Chlorit, Schwefelkies und Eisenspath.

Die Gänge streichen h. $2^1/_3$ (Berga, wo drei beisammen stehen), h. $5^1/_2$ (Zeulenrode) u. s. w. Von den beiden Zeulenroder Gängen, welche ebenfalls parallel laufen, zeichnet sich der eine, anderthalb Meter mächtige, dadurch aus, dass er wiederum von einem Gang eines andersartigen, porphyrischen gekörnten Diabases in gewundener Zickzacklinie der Länge nach durchsetzt wird.

7a. Klastische Derivate.

Fast scheint es, als ob die gekörnten porphyrischen Diabase keine Schalsteine gebildet hätten. Bei ihrer grossen Verwandtschaft und Gleichaltrigkeit mit den Epidioriten könnte man leicht vermuthen, dass einige der oben als Epidioritschalsteine zusammengefassten Schalsteine vielleicht auf diese Gesteine zurückzuführen seien. Allein abgesehen davon, dass gerade in der Nähe der porphyrischen Diabaslager die genannten Schalsteine gewöhnlich

fehlen, müssten auch diese letzteren durch grössere Plagioklase porphyrisch erscheinen, wie das die Analogie der porphyrischen Breccien u. s. w. innerhalb des Devons gebieterisch fordert. Dagegen lässt sich der Gedanke nicht von der Hand weisen, dass diese Gesteine bei gewissen Varietäten der obercambrischen Quarzite mitgewirkt haben. Gümbel bringt verschiedene gneissartige Ausbildungen dieser Quarzite, darunter auch diejenigen von Hirschberg, in Beziehung zu den Keratophyren Nordostbayerns[1], und ich bin überzeugt, dass auch gewisse fast felsitische Bänke der weit abgelegenen porphyrischen Quarzite nördlich bei Greiz ihr Material jenen Keratophyren mit verdanken, obgleich in Ostthüringen selbst ächte Keratophyre nicht anstehen. Aber unter jenen sehr wechselnden Quarziten giebt es viele, die sichtlich auf andere Muttergesteine hinweisen. Darunter sind namentlich solche, welche in porphyrischer Weise grössere Feldspathe enthalten. Letztere sind keine Orthoklase, sondern Plagioklase von trüb graulichweisser Farbe, welche mit einem weissen Plagioklasrand umgeben sind, der ganz und gar den Eindruck einer Neubildung macht. Die grauen Kerne gleichen den Plagioklasen der porphyrischen Diabase. Diese Quarzite variiren nun auch noch in der Richtung, dass sie Titaneisen, Chlorit und Hornblende aufnehmen, und machen es dadurch immer wahrscheinlicher, dass sie ihr Material theilweise den alten porphyrischen Diabasen verdanken.

8. Der Palaeopikrit.

Zu den Diabasen ist auch der tiefdunkelfarbige Palaeopikrit zu rechnen, da er wesentlich mit aus Plagioklas[2], braunem Augit und Titaneisen zusammengesetzt ist und gewisse echte Diabase den Uebergang zu ihm andeuten, über die später die Rede sein wird. Zu jenen wesentlichen drei Gemengtheilen tritt noch ein

[1]) »Fichtelgebirge« S. 186 und a. a. O.

[2]) Der Plagioklas ist wesentlicher Gemengtheil, wenn er auch in sehr viel geringerem Procentsatz vorhanden ist, als in den anderen Gesteinen der Gruppe. Er ist stark verändert, namentlich von Chlorit durchzogen oder in Kaolin umgewandelt, fehlt aber nie ganz.

vierter, ebenfalls wesentlicher, der Olivin, dem in dem Mineralgemenge der sehr stark zurücktretende Plagioklas die Herrschaft überlässt. Als weniger wesentlich, aber selten fehlend, gesellen sich dazu Magnesiaglimmer, und als unwesentlich Apatit, der weit weniger häufig ist als in den übrigen Grünsteinen. Dazu kommen noch als wesentliche Mineralien secundärer Entstehung ein Chlorit, der mit dem Epichlorit RAMMELSBERG's identisch ist, Magneteisen und Serpentin, — als nicht wesentliche Antigorit[1]), grünliche Hornblende, ein rhombisches farbloses Mineral [Enstatit?] u. s. w. Calcit fehlt fast regelmässig, auch Quarz ist sehr selten. — An verschiedenen Punkten wird das Gestein durch seine ganze Masse hindurch oder öfter noch in einzelnen Theilen des ganzen Massivs porphyrisch, indem meist recht wohl und ringsum ausgebildete Augitkrystalle eine beträchtlichere Grösse erreichen; gewöhnlich werden sie dann erbsengross, öfter aber auch so gross wie die Haselnüsse. Auf Klüften scheiden sich gern Antigorit blättrig oder in Asbestform, Chrysolith und andere parallel- und strahligfaserige Mineralien von Pikrolithnatur aus. — Im Gegensatz zu den kugelig-glattschalig abwitternden Diabasen wittert der Palaeopikrit grobgrubig ab.

Er tritt in Ostthüringen ausserordentlich häufig auf, wenn er sich auch in dieser Beziehung mit den eigentlichen Diabasen bei weitem noch nicht messen kann. Er bildet Lager, die theilweise recht weit greifen, und stockförmige Gänge von kurzer Horizontalerstreckung. Die Lager streichen sämmtlich, mit einer einzigen Ausnahme, neben der unteren Grenze des Unterdevons in oft langen Linien aus und vergesellschaften sich hier mit den liegenden Titaneisendiabasen des Unterdevons, mit denen sie jedoch nicht durch Uebergänge verbunden sind. Bald führen sie noch einen solchen Diabas im Liegenden, bald lagern sie unmittelbar auf dem Unter- oder Mittel- oder Obersilur. Zum Hangenden haben sie fast immer eine Titaneisendiabasdecke, auf der dann das Unterdevon concordant auflagert. Diese Lager haben das Streichen der dominirenden Sattelung, also vorzugsweise ein nordöstliches. (Hierher gehören

---

[1]) Näheres hierüber veröffentlichte ich in »Die färbenden Mineralien der Diabase des Vogtl. und Frankenw.«, 1869, S. 12 etc.

die zahlreichen Palaeopikritvorkommen von Schleiz, Zeulenrode, Saalburg, Pausa, Mühltroff u. s. w.) Die oben genannte Ausnahme bildet ein schön blossgelegtes Lager bei Triebes unweit Zeulenrode, auf einem weit ausgebreiteten Diabas liegend, der seinerseits rings von unterem Silur umschlossen wird. Dieser Diabas ist aber selbst eine discordant auflagernde Decke, wie die an ihm vorbeistreichende Thuringitzone und die unter ihm hinwegstreichenden untersilurischen Quarzitlager unwiderleglich beweisen. Es liegt also, wie dazu noch die Beschaffenheit des Diabases beweist, hier eine übergreifende Lagerung des Devons mit seinen liegenden Diabasen vor, bei welcher die letzteren durch die Abspülung blossgelegt und isolirt sind. Dafür spricht auch das unweit gelegene Vorkommen des Palaeopikrits bei Zeulenrode, Quingenberg und Weckersdorf, wo derselbe mit seinen Begleitern das Concordantliegende des Unterdevons bildet und bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit mit jenem unter dem Mikroskop vollkommen übereinstimmt.

Nur zwei Vorkommen sind es, wo kleine Palaeopikritküppchen von jüngeren Lagern, von Kulm und Oberdevon umgeben, auftreten (Reichenbach, Station Reuth); hier ragen augenscheinlich noch im Silur, welches unweit zu Tage auftritt, anstehende Gangtheile durch übergreifend aufliegendes jüngeres Gebirge hindurch. Sonst findet man die Gänge sämmtlich in einem Gebirge, welches älter ist als Unterdevon. Das Streichen dieser Gänge ist wegen der kurzen Horizontalerstreckung oft schwer abzunehmen; wo dies aber möglich ist, oder wo zwei oder mehr kleine nahe beisammenliegende isolirte Vorkommen die Richtung einer Gangspalte verrathen, da kommt man zu der Ueberzeugung, dass eine eigentliche Normalrichtung, eine einfache Gesetzmässigkeit nicht vorliegt. Nur ein Gang ist mir bekannt, der bei langer continuirlicher Erstreckung ein ganz bestimmtes und zwar nordwestliches Streichen hat (Waidmannsheiler Forst).

Nach dem Allen müssen wir die Zeit der hauptsächlichsten Palaeopikriteruptionen nach der Silurperiode, in den ersten Beginn der Devonzeit, bezw. zwischen Silur- und Devonzeit setzen. Es

ist recht gut möglich, dass von den in den südlicheren Gebietstheilen, in älteren Formationen stehenden Palaeopikritgängen einige höheren Alters sind, zumal da ein Theil derselben in der mikroskopischen Structur etwas abweicht. Allein dabei darf man nicht vergessen, dass diese Vorkommen eine Minderzahl bilden, dass auch innerhalb der Lager an der Basis des Unterdevons die Gesteinsstructur variirt, und dass überhaupt dieselbe Eruptionsmasse im Lager und im zugehörigen Gang einigermaassen verschieden ausgebildet zu sein pflegt. Im Ganzen und Grossen stimmen die verschiedenen Palaeopikrite sehr überein und bilden sicher eine »gute Gesteinsspecies«.

8a. Klastische Derivate.

Schalsteine haben die Palaeopikrite nirgends gebildet. Es kann das nicht auffallen, wenn man erwägt, dass die ungeheure Zahl der unterdevonischen Diabaslager Ostthüringens, abgesehen von zwei noch dazu zweifelhaften Ausnahmen, keinen wirklichen Schalstein gebildet hat, und dass namentlich die Diabase im Liegenden desselben nirgends mit näher oder ferner gelegenen Schalsteinen in Beziehung stehen.

9. Eigentliche Diabase mit gekörnter Textur (Titaneisendiabase).

Vom mittleren Untersilur bis zum mittleren Mitteldevon hinauf liegen über einen grossen Theil Ostthüringens hinweg, soweit sich die genannte Formationenreihe zu Tage erstreckt, eine sehr grosse Menge eingelagerter Diabase, gegen welche dem Volumen nach die sedimentären Gesteine oft zurücktreten müssen. Das Gemeinsame aller dieser Diabase ist die Zusammensetzung aus einem oder zwei Plagioklasen, braunem monoklinen Augit, Titaneisen und grünem Diabaschlorit [Diabantachronnyn] als wesentlichen Gemengtheilen, ein gröberes bis mittleres, meist sehr gleichmässiges Korn, eine grüngraue, bald lichtere, bald dunklere Farbe, oft mit

einem schwachen Stich ins Violette, grosse Zähigkeit und die besondere Neigung, auf frischem Bruch rasch schwach bräunlich nachzudunkeln.

Durch die ganze genannte Formationenreihe hindurch variiren nun diese Lagerdiabase in ihrer in solcher Weise allgemein bestimmten Beschaffenheit ein wenig und zwar so gesetzmässig, dass der mit Ostthüringen vertraute Geologe bald hinreichende Routine besitzt, um am Handstück nach dem ganzen Habitus das geologische Alter mit einem gewissen Grad von Sicherheit zu bestimmen, obgleich es oft schwer halten dürfte, die trennenden Merkmale in Worten hinreichend scharf auszudrücken. Daneben variirt das Gestein aber oft noch innerhalb der verschiedenen einzelnen Horizonte, und es sind diese Abweichungen lithologisch oft von grossem Interesse. Auf alle diese Varietäten aber einzugehen, würde gegen die Absicht, eine Uebersicht zu geben, zu sehr verstossen, als dass ich damit die Geduld des Lesers in Anspruch nehmen dürfte.

Am gleichmässigsten entwickelt ist das Gestein in den Diabasen, welche in oft weit ausgedehnten Lagern als Liegendes des Unterdevons erscheinen. Die normalen Diabase dieser Zone gleichen sich über ganz Ostthüringen hinweg ganz ausnehmend, sobald sie mächtigere Lager bilden; nur die kleinen schmächtigen Lager, welche sich zwischen jene einschieben, bestehen aus Gestein von variirendem Habitus. Es besteht nämlich der liegende Diabas keineswegs immer nur in einem einfachen Lager, vielmehr haben sich oft zwei oder drei, in einzelnen Fällen auch mehr Lager concordant über einander gebaut. Das Gestein der stärkeren Lager ist, mag man die Probe aus senkrecht über einander deponirten oder aus horizontal meilenweit auseinander liegenden verschiedenen Lagern nehmen, ausserordentlich gleichmässig betreffs der Zusammensetzung und Structur, und enthält neben den wesentlichen Gemengtheilen noch an unwesentlichen primären ein wenig Hornblende, ziemlich viel Apatit, Eisenkies, wenig Magneteisen und an sekundären, ausser den wesentlichen Gemengtheilen Chlorit und Leukoxen, noch die weniger wesentlichen und in geringer Menge vorhandenen immer mikroskopischen

Uralit, Kalkspath, Quarz, Rutil[1]. Nach C. A. Müller stehen die Plagioklase in der Reihe zwischen Labrador und Anorthit.

Die zwischen diesen grossen eingeschalteten wenig mächtigen kleinen Diabaslager führen ein Gestein von kleinerem Korn, welches sich meist sonst nicht unterscheidet; öfter aber ist es auch etwas abweichend. Bemerkenswerth ist das Vorkommen von noch unzerlegter Glasmasse in diesen Gesteinen[2].

Der gewöhnliche, also für Ostthüringen normale Diabas innerhalb des mittleren und oberen Untersilurs unterscheidet sich von dem eben geschilderten schon durch sein meist feineres Korn und durch seine viel lichtere, mehr graue Farbe, die bei den feinkörnigeren Lagern aus einiger Entfernung gesehen eine Verwechselung des Gesteins mit den frischen untersilurischen Quarziten möglich macht. Dem Aeussern entsprechend zeigt sich unter dem Mikroskop weit weniger Chlorit, ein vorherrschender sehr trüber, etwas tafelförmig entwickelter Plagioklas, daneben einzelne sehr frisch aussehende Plagioklaskrystalle, sehr selten Apatite. Der trübe Plagioklas ist, wie ich bei Gelegenheit meiner früheren chemischen Arbeiten im Gebiet der Diabase in Erfahrung gebracht habe, bei über 60 pCt. Kieselsäurebetrag wohl als Oligoklas anzusprechen. Makroskopischer Epidot, dessen Fehlen die liegenden Diabase des Devons mit kennzeichnet, fehlt in den untersilurischen zwar nicht, ist aber immerhin sehr sparsam; häufiger ist die Hornblende. Diese Diabaslager mehren sich in einzelnen Gegenden zu Gruppen, und es treten dann auch regelmässig mehrere Lager innerhalb der verschiedenen Abtheilungen des mittleren und oberen Untersilurs vertical über einander auf (der Kulm und Forst bei Saalburg, südöstlich bei Saalburg, Tanna, nordwestlich von Gefell u. s. w.).

Der noch lichteren Varietät, welche Gümbel unter dem Namen Leukophyr beschrieb, nähern sich zwar einzelne Vorkommnisse dieser alten Diabase (südlich Saalfeld, Triebes, Zeulenrode), aber

---

[1] Näheres ist zu finden in einer neuerdings als Inauguraldissertation erschienenen fleissigen Schrift von C. A. Müller: »Die Diabase aus dem Liegenden des ostthüringischen Unterdevons«. Sonderabdr. aus den »Jahresber. d. Ges. v. Freunden d. Naturwissenschaften zu Gera 1884«.

[2] S. 28 der eben erwähnten Arbeit.

nie so vollständig, dass man sie identificiren könnte. Enthalten sie auch einen sehr blassfarbigen Chlorit und trübe, schlecht umrissene Plagioklase in vorwiegender Menge, so führen sie doch stets ziemlich dunkelbraunen Augit und stehen auch sonst in ihrem ganzen Habitus dem normalen Titaneisendiabas noch viel zu nahe.

Im Gegensatz zu diesen lichteren Abänderungen liegen im obersten Silur und im tiefen Unterdevon [im mittleren und unteren Silur habe ich bis jetzt noch keine gefunden] vereinzelte Lager dunkler Diabase, die man zum Unterschied diallagführende Titaneisendiabase nennen kann. Dieselben sind von gröberem Korn, sehen dunkelgraugrün bis schwarzgrün aus und zeichnen sich dadurch aus, dass in dem normalen Mineralgemenge sich ein dem Diallag ähnliches, einseitig gut spaltbares, fast metallisch glänzendes Augitmineral jedenfalls späterer Entstehung einstellt[1]), und daneben meist ziemlich viel oliven- bis lauchgrüne Hornblende, reichlicher Chlorit und zwar der normale Diabantachronnyn, und dann und wann auch Olivin[2]). Diese Abart der Titaneisendiabase steht dem Palaeopikrit näher als die übrigen, ist aber von demselben immer noch weit geschieden, namentlich auch durch das starke Vorherrschen des Plagioklases. Zu vergessen ist jedoch nicht, dass die ostthüringischen Palaeopikrite im Beginn der Devonzeit, also in einer Zeit zum Ausbruch kamen, der auch diese Diabase angehören.

Im Mittelsilur sind sehr häufig ein bis drei Lager übereinander eingeschaltet von einem feinkörnigen Titaneisendiabas, der aber stets so stark zersetzt ist, dass man nichts weiter zu erkennen vermag, als dass er wohl sehr augitarm war. Mächtigere und besser erhaltene Titaneisendiabaslager finden sich im Liegenden und im Hangenden des obersilurischen Kalkes. Ihr Gestein zeichnet sich in der Regel durch lichte Farbe, durch das Zurücktreten des Augites und durch sehr lichten Chlorit aus; meist ist es sehr angegriffen.

---

[1]) Vergl. C. A. Müller a. a. O. S. 12.

[2]) Ueber einen derartigen Diabas aus der Gegend von Hohenleuben existirt eine eingehend gearbeitete Inaug.-Diss. von Max Schröder, von der ich aber nicht angeben kann, wo sie erschienen ist.

Die Diabaslager innerhalb des unteren Devons zeigen sehr häufig eine besondere Entwickelung ihres Mineralgefüges, wodurch sie sich von den jüngeren, wie von den liegenden Titaneisendiabasen unterscheiden: durch eine feinkörnigere, dunklere Grundmasse hindurch entwickelt sich ein Gewebe von grösseren Plagioklaskrystallen von mehr tafelartigem Habitus. Man kann diese Textur durchaus nicht porphyrisch nennen, da die grossen Krystalle zu dicht liegen und sich gegenseitig so viel berühren, dass die feinkörnige Masse zwischen ihnen nur gewissermaassen die Lücken ausfüllt. Es sind Diabase zweispältiger Textur. Die Plagioklase sind in der Regel reine Zwillinge, nicht Viellinge. Sonst zeigen die Titaneisendiabase im unteren Devon die grösste Verwandtschaft mit denen im Liegenden, nur dass sie der so gleichmässigen Entwickelung nicht theilhaftig geworden sind, die jene auszeichnet, und nur sehr wenig Hornblende einschliessen (abgesehen von einigen wenigen, auch sonst abweichenden Lagern).

Hoch unterdevonisch bis tief mitteldevonisch präsentiren sich an vereinzelten Oertlichkeiten Lager eines sonst normalen gekörnten Diabases von mittlerem Korn, in welchem sehr lange, meist gebogene, auch zerbrochene Leisten chromgrüner bis schwärzlich braungrüner Hornblende zahlreich und gleichmässig eingestreut liegen.

Nach oben zu wird das Korn der Titaneisendiabase im Unterdevon immer feiner, und nimmt das Gestein allmählich den Habitus an, der im allgemeinen den Titaneisendiabasen des mittleren Devons eigen ist. Letztere sind feineren Kornes, aber immer noch von gekörnter Textur, reicher an Chlorit, meist vollkommen hornblendefrei, ärmer an Titaneisen, dafür oft daneben noch etwas Magneteisen führend. Diese Lager sind in der grossen Mehrzahl recht gering mächtig, auch von nur geringer horizontaler Ausbreitung — nur auf der Grenze von Unter- und Mitteldevon beobachtet man hier und da recht ausgedehnte starke Lager —, dafür aber ist ihre Zahl um so grösser, und ist man bei der kartographischen Aufnahme des Mitteldevons wegen der grossen Anzahl der dicht gedrängten Einlagerungen oft in Verlegenheit.

Im unteren und mittleren Mitteldevon bis hinauf, wo die gekörnten Diabase in die gefilzten übergehen, stellt sich innerhalb der Lager auch oft die Varietät ein, welche GÜMBEL unter dem Namen Perldiabas eingeführt hat. In unserem Gebiet sind die Perlen kleine, 1 bis 2^{mm} im Durchmesser haltende lichtgraue, deutlich körnige Kügelchen aus feldspathiger unreiner Masse, welche ohne scharf abgesetzte Randzone im Gestein eingestreut sind. Sie entsprechen sichtlich den Kügelchen, welche sich in verschiedenen Lamprophyren ausgesondert haben, und sind, wenn auch nicht generisch, so doch in der Totalität ihrer Erscheinung ganz verschieden von den Variolen der eigentlichen Variolite, bei denen ja auch die Grundmasse, in der die Variolen liegen, bei der Bildung der letzteren durch Bildung der haar- oder schnurförmigen bekannten Krystalliten in Mitleidenschaft gezogen ist, was bei den Perldiabasen nie der Fall ist. Fremden Ursprungs, d. h. zufällig von aussen hereingedrungene, fremdartige Gesteinsfragmente sind sie nicht, denn sie sind zu gleichförmig kuglig, zu gleichmässig gross und liegen nicht immer in der Nähe des Saalbandes, sondern auch im Innern der Lager, selbst wenn letztere in der Nähe der Grenze keine mehr führen. Nie erfüllen sie ein grosses Lager gleichmässig, sondern sie sind immer sehr lokal, wolkenartig, eingestreut und dann meist recht dicht beisammen. Sie sind wohl absonderliche Erkaltungs- und Erstarrungserscheinungen, wie solche in anderen Gesteinen auch vorkommen.

Im Mitteldevon, höchst selten im oberen Unterdevon, stellt sich im Titaneisendiabas auch die Mandelbildung ein, die in den jüngeren Diabasen eine so bedeutende Rolle spielt. Im Allgemeinen sind aber die Mandeln in diesen Diabasen sehr regellos gestaltet, mehr vereinzelt, nicht besonders geordnet, an Grösse sehr verschieden und unterscheiden sich dadurch von den Mandeln der jüngeren Diabase; sie sind, wenn sie sich recht normal bildeten, ausgefüllt zuerst mit einem dünnen Ueberzug eines grünen, theils amorphen, theils in Nadeln auskrystallisirten Magnesiasilicats, sodann mit einem Chlorit [ächtem Diabantachronnyn] und endlich mit Kalkspath; öfter fehlt eine dieser drei Substanzen, öfter auch wechseln einige Lagen von Calcit und Chlorit mit einander

ab; der Chlorit ist in den Mandeln meist amorph, bisweilen auch faserig-blättrig geformt.

Alles bisher über die ächten Titaneisendiabase Gesagte bezieht sich auf die Gesteine von Lagern, welche in gewaltiger Anzahl concordant zwischen den Sedimentgesteinen liegen. — Höchst auffällig ist die grosse Seltenheit von Gängen im unteren und mittleren Devon. Das Gestein derselben stimmt, abgesehen von dem feineren Korn, mit dem der Lager überein, ist aber meist noch stärker angegriffen und umgewandelt. Dazwischen stehen auch Gänge von jüngeren Diabasen, welche das Material für oberdevonische Lager gebildet haben. — Weit zahlreicher finden sich Diabasgänge im unteren Silur und dann oft weit ab von dem anstehenden jüngeren Gebirge, und wiederum lokal zu einzelnen Gruppen zusammengehäuft. Das Streichen dieser Gänge ist h. 3, also erzgebirgisch (östlich Zeulenroda), h. 4 bis 5 (westlich bei Zeulenroda), h. 9 bis 10, also frankenwäldisch (südlich Saalburg). Bei der letztgenannten Gruppe mischen sich aber viele Gänge von anderen Streichen ein, und andere Gruppen zeigen darin eine vollständig wirre Unregelmässigkeit (südlich Schleiz u. s. w.). Das Gestein dieser im Untersilur stehenden Gänge, die sich meist durch sehr geringe Mächtigkeit auszeichnen, ist in der Regel ziemlich feinkörnig, leider meist sehr zersetzt und schwer zu beurtheilen; oft aber gestattet es auch eine ziemlich sichere Diagnose: so gehören die Gänge östlich von Zeulenroda, in deren Gestein namentlich nach dem auskeilenden Ende hin sich viele sekundär gebildete grössere Albite und Quarze einmischen, entschieden zu untersilurischen Lagern, die Gänge im Oschitz-Schleizer sowie im Waidmannsheil-Saalburger Forst zu unter-, mittel- und oberdevonischen Lagern. Manche Ganggesteine freilich lassen sich durchaus mit keinem der bekannten Lagerdiabase in Beziehung bringen, wie u. a. die sehr seltenen, an sagenitartigem Rutil sehr reichen, welche ich mit dem vorläufigen Namen Glimmerdiabas belegt habe, und deren Untersuchung noch unvollendet ist.

Nicht so sehr die Gänge als vielmehr die Lager haben auf die benachbarten Schiefer eingewirkt und die bekannten Contakterscheinungen der Spilosite und (seltener) Desmosite hervor-

gebracht, die in Ostthüringen im Bereich des Silursystems unerheblich, erst im Bereich des Unter- und Mitteldevons von Bedeutung sind. Sie unterscheiden sich in nichts von denen des Harzes, und ich gehe hier, da die trefflichen Arbeiten von ZINCKEN, LOSSEN und KAYSER[1]) vorliegen, nicht weiter auf sie ein. — Nur wenn Diabaslager die Kalkknotenschiefer des Unterdevons berühren, werden die Contakterscheinungen etwas andere und complicirtere; die Untersuchungen derselben sind aber noch nicht abgeschlossen.

9a. Klastische Derivate.

Wie schon erwähnt, ist es für Ostthüringen eine eigenthümliche Erscheinung, dass trotz der grossen Anzahl von Titaneisendiabaslagern, welche vom mittleren Silur ab bis hinauf in das untere Mitteldevon zwischen den sedimentären Formationen eingebettet sind, sich so gut wie keine klastischen Abkömmlingslager derselben vorfinden. Zwar liegen an vier Stellen Bildungen vor, die durch mehr blättriges Gefüge an Schalstein erinnern, allein zwei derselben sind wahrscheinlich nur stark gequetschte und verschobene, wenig mächtige Lager, wie derlei Verschiebung und Verquetschung gegen das Saalband grösserer Lager hin sehr häufig vorkommt, und die beiden anderen sind zu sehr zersetzt, als dass man mit Bestimmtheit urtheilen dürfte. Erst im Mitteldevon finden sich sedimentäre Schichten mit klastischem Diabasmaterial ein, und das sind nicht ächte Schalsteine, die nur aus Diabasmaterial bestehen, sondern vielmehr Lager, bei denen letzteres mehr oder weniger gemischt ist mit Sand, Schiefer- und Quarzitbrocken. Derlei Lager sind im unteren Mitteldevon noch recht selten, werden erst im mittleren Drittel dieser Abtheilung häufiger, nehmen aber dann sofort auch Material mit auf, welches von zerstörten ausgeworfenen Massen der nachher zu beschreibenden jüngeren Diabase herrührt. So leitet sich im Mitteldevon der Uebergang ein zu den Diabastuffen und -Breccien, die im oberen Devon eine so grosse Bedeutung erlangen.

---

[1]) Es sei hier namentlich auf die Arbeiten von LOSSEN und KAYSER verwiesen in Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1869, 1870 und 1872.

In den tiefermitteldevonischen Diabastuffen gemischten Ursprungs haben die gröberen Diabasstücke meist die abgerundete Form der Rollsteine und sind selten leidlich scharfkantig. Die kleinen Bröckchen dagegen sind vielfach ganz scharfkantig, wie heute noch die gekörnten Diabase durch die Verwitterung in scharfkantigen Grus zerfallen. Unter dem Mikroskop erscheinen die Plagioklase darin zersprungen und klüftig, und wieder verkittet theils durch kaolinisches (feldspathiges?) Material, theils durch chloritisches oder dessen Abkömmlinge, braunes Eisenerz und dergleichen. Das den alten gekörnten Diabasen entnommene Material ist zweifellos durch Verwitterung und Zuspülung in die Tuffe gemischten Materials gekommen, ebenso wie die Schieferbröckchen, Quarzite u. s. w. Es müssen demnach jetzt andere Bedingungen obgewaltet haben wie früher in der Unterdevonzeit, sei es, dass die im heutigen Ostthüringen anstehenden unterdevonischen und älteren Schichten in dieser früheren Periode nicht zerstört wurden, sei es, dass keine Zufuhr von anderwärts zerstörtem Diabasmaterial stattfand. Es ist diese Erscheinung jedenfalls zu Hebungen und Senkungen der Erdkruste in Beziehung zu setzen.

10. Eigentliche Diabase mit gefilzter Textur.

Im mittleren und oberen Mitteldevon sind die Diabase den Titaneisendiabasen des unteren Mitteldevons noch sehr ähnlich; sie unterscheiden sich aber durch die gefilzte Structur[1]), durch das Zurücktreten des Titaneisens und das Vortreten des Magneteisens und durch ein meist feineres Korn. Selten ist das Korn so grob, dass es an dasjenige der unterdevonischen gekörnten Titaneisendiabase erinnert (Lehesten). Die Plagioklase sind, wie schon früher erwähnt, schmaltafelartig und nadelförmig ausgebildet und hinreichend überwiegend, um ein gefilztes Gefüge darzustellen, während die braunen Augite, wie auch bei den körnigen Diabasen, allenthalben rundliche Umrisse haben. Die Plagioklasnadeln zeigen im Schliff den auf der Zwillingsverwachsungs-

[1]) Auch LOSSEN fiel an gewissen Diabasgruppen des Harzes diese gefilzte Textur auf; vergl. dessen »Geolog. und petrogr. Beitr. z. Kenntniss des Harzes« im Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. 1880, S. 8.

fläche eingedrungenen Chlorit noch deutlicher und gehäufter, als bei jenen älteren Diabasen, und sind an den Enden sehr gewöhnlich einfach oder gabelig unregelmässig zugespitzt. Die Apatite sind recht selten im Gestein, und die kleinen Leistchen des titanhaltigen Eisenerzes ragen so eigenthümlich in die Mandelräume hinein, dass man annehmen muss, die Leisten haben sich erst nach Ausbildung derselben aus der Grundmasse ausgeschieden.

Im Oberdevon zeigen die Diabase alle die genannten trennenden Merkmale in gesteigertem Maasse. Das Korn ist hier meist noch feiner, bis zum aphanitischen Habitus, die Farbe ein meist lichtes Grüngrau oder auch ein dunkles Braunviolett. Sind schon die gefilzten Diabase des Mitteldevons zum grösseren Theil mit Kalkmandeln ausgestattet, so sind die oberdevonischen echte Kalkmandeldiabase mit regelmässig geordneten Mandeln von meist sehr regelmässig kugeliger, ellipsoidischer oder langgezogener Gestalt und weit mehr glatter Wandung. Die Ausfüllung der Mandelräume ist dieselbe wie im Mitteldevon; zuerst ein dünnes Häutchen eines pikrolithartigen Minerals, welches selten feine, strahlige Nädelchen treibt, und darüber bald Chlorit und Calcit, bald Calcit und Chlorit, bisweilen beide wechselnd. Weniger häufig sind die Mandeln innerhalb des Pikrolithhäutchens nur mit Chlorit oder nur mit Calcit ausgefüllt, und auch dann treten derartige Mandeln nicht ausschliesslich auf, sondern mehr oder weniger gemischt mit den gewöhnlichen.

Der Kalkspath zeigt im Schliff bisweilen noch deutlich seine Entstehung aus früher vorhanden gewesenem strahligen Aragonit; bisweilen drängen sich auch Schwefelkieskrystalle zwischen die ausfüllenden Mineralien hinein. Der Chlorit ist offenbar auch hier aus dem Augit gebildet, wie der Kalkspath aus dem Augit und Plagioklas; daher ist es denn auch nicht zu verwundern, wenn der augitische Gemengtheil sekundär zurücktritt und schliesslich verschwindet. Im Innern solcher Lager, welche nach dem Rand zu keinen Augit mehr im Gestein aufweisen, fand ich, wo dasselbe durch Steinbrucharbeit zugänglich wurde, stets noch Augit.

Die Mandeln innerhalb eines Lagers lassen im Querprofil sehr häufig eine bestimmte Anordnung erkennen. Zuerst sieht

man deutlich eine Anordnung in einer oder in mehreren und dann parallelen, leidlich geraden Linien. Bei näherer Untersuchung überzeugt man sich, dass diese Linien in vielen Fällen parallel den Lagergrenzflächen oder den diesen parallelen Absonderungsflächen verlaufen, — oder parallel einer anderen transversalen Kluftfläche. Sodann zeigt sich auch an den Felswänden eine Anordnung der Mandeln in annähernd kreis- oder ellipsenförmigen geschlossenen, oft auch noch concentrisch-parallelen Linien, ohne dass man sonst eine Absonderung im Gestein erkennen könnte, welche diesen Linien entspricht. Es ist das der Anfang zur Bildung der hochdevonischen Kugeldiabase (Saalburg, Ebersdorf, Plauen). Diese letzteren selbst sind Lager oder stockartige Gänge, deren Masse aus grösseren und kleineren, bald mehr sphärischen, bald mehr breitgedrückt-ellipsoidischen Kugeln von $^1/_4$ bis $1^1/_2{}^m$ Durchmesser zusammengesetzt ist. Innerhalb der einzelnen Kugeln sind bei normaler Entwickelung die Mandeln concentrisch schalig in parallelen Reihen oder vielmehr Lagen geordnet und zwar so, dass die äusserste Lage aus grösseren Mandeln besteht, die sehr häufig in die Länge gezogen und dann mit ihrer langen Achse radial gestellt sind; das Centrum wird bald von dichter, fast mandelfreier Masse gebildet, bald sind die Mandeln in Menge und ordnungslos gehäuft. Die Räume zwischen den Kugeln sind ausgefüllt mit Diabasmasse meist feineren Korns und mit kleineren und sparsameren Mandeln, welche Masse sich bei der Verwitterung von den Kugeln ablöst, so dass letztere frei werden. Jene Zwischenmasse ist regelmässig ausserordentlich umgewandelt, mehr als die Masse der Kugeln, und enthält oft weissliche trübe Partien, welche möglicherweise erst später entglastes Glas sind; wenigstens spricht dafür folgender Umstand: zwischen kleineren Kugeln solcher Kugeldiabase findet sich ein schwärzlichgrünes Mineral als Ausfüllung, welches man auf den ersten Blick für reinsten Diabantachronnyn zu erklären versucht ist; im Schliff erkennt man ein schaumig-blasiges Glas, dessen Hohlräume mit Chlorit dicht ausgefüllt sind; oder aber es ist eine graue, ganz fein gekörnelte, in kalten Säuren indifferente Masse, die im polarisirten Licht sich ebenfalls wie ein unvollkommen entglastes Glas verhält.

Was oben bei der Besprechung der gekörnten Diabase im allgemeinen gesagt wurde, gilt auch für die eben besprochenen Varietäten: im Verhältniss zu den zahlreichen Lagern ist die Seltenheit der Gänge auffällig. Es stehen indess an verschiedenen Orten feinkörnige Mandeldiabasgänge im untern und mittlern Devon, die sicher Wurzeln von oberdevonischen Lagern sind, und an allerdings sehr vereinzelten Punkten ist auch der Zusammenhang zwischen beiden durch Bergbau aufgeschlossen worden. Im Untersilur stehen innerhalb der schon oben erwähnten Gangsysteme eine ganze Anzahl von schmalen, oft gekrümmten Gängen, in welchen Kalkmandeldiabase feinen Korns ohne Titaneisen und mit etwas gefilzter Textur aufsetzen, die nur als Wurzeln auf diese jüngeren Diabase bezogen werden können.

Contakterscheinungen weisen die Gänge weniger auf wie die Lager, und auch diese erzeugen seltener Spilosite und Desmosite, als dass sie die zunächstliegenden Schiefer- und Kalkpartien mit Kieselerde imprägniren. Doch darüber weiter unten Ausführlicheres.

11. Porphyrische Diabase von gefilzter Textur.

Im oberen Mitteldevon und tiefen Oberdevon trifft man namentlich im Osten und Südosten des Gebietes vereinzelte Lager eines durch Augit porphyrischen Diabases, dessen Grundmasse von meist lichten Farben sich von der normalen Grundmasse der gefilzten Diabase nicht unterscheidet, ziemlich fein von Korn ist und vereinzelt grosse olivengrüne Augite enthält. Westlich von Mühltroff war vor Zeiten ein Gang dieses Diabases durch Steinbruchbetrieb aufgeschlossen, dessen Gestein sich in fussdicke sechsseitige und schiefparallelogrammatische vierseitige Säulen abgesondert hätte. Die grossen Augite sind bisweilen recht frisch, öfter aber stark verändert, sogar bis zur völligen Umwandlung in uralitische Hornblende und Chlorit. In seltenen Fällen gesellen sich zu den grossen Augiten auch grössere Plagioklase, und es geht dann das Gestein in die nächste Modification über.

Weit häufiger sind die durch Plagioklas porphyrischen

gefilzten Diabase. Hier haben sich in einer Grundmasse von feinerem, häufiger in einer solchen von gröberem Korn Plagioklase von weisser bis lichtgraugrünlicher Farbe und von Erbsen- bis über Haselnussgrösse ausgeschieden, die sich von denjenigen in den oben besprochenen alten Porphyrdiabasen durch in der Regel scharfe Umrisse unterscheiden. Die Grundmasse unterscheidet sich eigentlich nur durch das gröbere Korn von der Masse der gewöhnlichen jüngeren Mandeldiabase, sie hat aber mehr Neigung zur Ausscheidung von Epidot, der öfter auch die grossen Plagioklase zeisiggrün färbt. Je grobkörniger das Gestein, um so besser sind die Augite erhalten. Wie in den gewöhnlichen gefilzten Diabasen stellt auch hier neben sehr wenigem stängligen oder gestrickten ächten Titaneisen sich titanhaltiges oktaëdrisches Magneteisen ein, welches der Umwandlung in weisses Titanat ebenfalls, wenn auch in geringerem Grade ausgesetzt ist. Meist sind im Gestein deutlich zwei verschiedene Plagioklase zu unterscheiden: ein vorwiegender, langgestreckter, die gefilzte Textur bedingender, stärker angegriffener, und ein rundlich eckiger, in der Grundmasse sehr zurücktretender, — derselbe, der sich daneben zu den grösseren Krystallen entwickelt. Jene leistenförmigen Krystalle werden in seltenen Fällen vereinzelt auch beträchtlich grösser, so dass sie neben den genannten grossen rundlichen Feldspathen den porphyrischen Charakter des Gesteins herstellen helfen. Die Entwickelung zu porphyrischer Structur schliesst nun keineswegs die Bildung von Kalkmandeln aus; doch findet letztere nicht zu häufig statt, und es sind alsdann die Mandeln durchaus unregelmässig, sowohl bezüglich ihrer Einzelform als ihrer Anordnung und stimmen darin mit den Mandeln in den mitteldevonischen Diabasen überein. Dabei kommen in einzelnen Fällen auch noch grosse [erbsen- bis nussgrosse] Quarzkörner in reichlicher Anzahl mit ins Spiel, so dass der mittelkörnige gefilzte Diabas dann durch grosse Plagioklase, grosse Kalkmandeln und grosse Fettquarzkörner ein ganz absonderlich porphyrisches Ansehn bekommt (nördlich bei Saalburg etc.). Die Quarze sind deutlich spätere, also sekundäre, in krystallisirender Weise angeschossene Ausfüllungen von Mandelräumen.

Sicher zu den beschriebenen Lagern gehörige Gänge stehen vereinzelt im Mitteldevon an. Auch einige Gänge im Untersilur stehen wahrscheinlich mit ihnen in Zusammenhang.

10a. und 11a. Klastische Derivate.

Schon im mittleren und oberen Mitteldevon liegen Schichten aus dem Material zerstörter gekörnter Diabase und aus Quarzkörnern und Schieferbröckchen aufgebaut, in welche sich Bröckchen und grössere Stücken von gefilzten feinkörnigen Diabasen einmischen. Wenn darin die Schiefer- und Sandkörner bis zum Verschwinden abnehmen, dann stellt sich dem Auge ein Gestein dar, welches ohne eingehende nähere Untersuchung als ein wirklicher mitteldevonischer Diabas passiren kann, zumal da sich dann die ellipsoidische concentrisch-schalige Verwitterungsabsonderung in einem sehr vollkommenen Grade einzustellen pflegt, durch welche sich ja die ächten Diabase auszeichnen. Auch unter dem Mikroskop gemahnt Einen das Gestein an einen regenerirten Diabas. Aber, vermag schon ein länger geübtes Auge von Weitem derlei Tuffe als solche zu erkennen, weil ihr Habitus eben doch ein besonderer ist, so findet man bei näherer Untersuchung im Dünnschliff die bekannte Migrationsstruktur der Tuffe und die besondere Umgränzung der Bestandtheile, ferner in Porzellanjaspis umgewandelte Schieferbröckchen, zu Hornstein verkieselte kleine Quarzitgeschiebe, selten sogar auch einmal Bruchstücke einer Versteinerung. Nehmen die Schiefer- und Quarzitbröckchen an Grösse und Zahl zu, dann unterscheidet sich der Tuff leicht an diesen schnell hellfarbig verbleichenden Bestandtheilen. Die Verkieselung derselben ist mehr oder weniger stark, das harte hornsteinartige Umwandlungsprodukt ist von feuersteinähnlichem splittrig-muschligen Bruch. Auch der Schiefer im Liegenden und noch stärker der im Hangenden der Tufflage ist auf durchschnittlich 1 bis 5 cm Entfernung in derartige Substanz verkieselt. Nehmen die fremden Einmischungen im Tuff sehr zu, so dass das Diabasmaterial nicht mehr überwiegt, dann ist die Metamorphose weit geringer und zuletzt kaum merklich.

Verschiedenorts nehmen diese Tuffe noch Mandeldiabasbrocken auf und erhalten dadurch ein etwas anderes Gepräge. Durch Mehrung derselben ist der Uebergang gegeben zu den ächten, vorzugsweise oberdevonischen Diabasbreccien, deren Material lediglich von gefilztem Diabas geliefert wurde. So mannigfaltig der Gesteinshabitus dieser Breccien auch ist, so bestehen doch alle Varietäten (mit Ausnahme der Kugeldiabasbreccien und der Uebergänge in Schiefer) aus mehr oder minder scharfkantigen oder gerundeten Bruchstücken von Diabasen gefilzter Structur, ausgefugt durch kleinere derartige Bruchstücke und einen Schliech aus kleinsten Bröckchen und zuletzt noch verfestigt durch jene Gesteinsmetamorphose, welche unter theilweiser Zerlegung der augitischen und feldspathigen Gemengtheile Chlorit [in der Regel ächten Diabantachronnyn] und Calcit in Masse in die noch übrigen kleinen Hohlräumchen hineinführte. Die grösseren Diabasbrocken in einem Lager oder doch in einem grossen Stück eines solchen entstammen sichtlich nur einem einzigen Diabas, bald auch wohl zweien, bald einer ganzen Anzahl verschiedener Diabase.

Mittels dieser Brocken nun oder überhaupt nach der Gesteinsbeschaffenheit die Breccien in Altersklassen zu theilen, hat sich trotz der ausserordentlichen Menge derartiger Lager in Ostthüringen als unmöglich erwiesen[1]), und wenn ich auch einmal für eine beschränktere Gegend des Gebietes eine solche Theilung glaubte gefunden zu haben, so war sie doch nur von lokalstem Werth und liess sich nicht auf das übrige Ostthüringen ausdehnen.

Die Breccien lassen sich aber sonst nach der Grösse der Diabasbrocken in gröbere und feinere theilen, und es ist gewöhnlich ein Lager unten grobstückig und wird nach oben feinstückig; ebenso wird ein Lager nach seinem horizontalen Rande hin feiner und zuletzt zur sich auskeilenden Schicht von feinstem Schliech. Bei mächtigeren Lagern aber kann man grössere Partien mit feineren und solche mit gröberen Stücken sowohl saiger zur Lager-

---

[1]) Eingehendere Studien über die Breccien macht jetzt Herr E. Weise, auf dessen bald erscheinende Arbeit ich mir hier hinzuweisen gestatte.

fläche als in paralleler Richtung zu dieser mit einander abwechseln sehen.

Die Färbung der Breccien ist durch die Farbe der sie zusammensetzenden Stücke bedingt; sie ist daher bald durch die ganze Masse graulichgrün, bald bunt, indem rothe und grüne Diabasstücke durch grünen Grus und Schliech verkittet sind, bald mehr dunkelviolett, wenn die verbindende Masse diese Farbe hat und die einzelnen Diabasbrocken violett oder auch noch ganz oder theilweis grün sind. Wir werden unten auf diese Färbung zurückkommen.

Durch ihren petrographischen Habitus heben sich gewisse Varietäten der Breccien von der Hauptmasse derselben ab, ohne indessen überall demselben Horizont anzugehören und ohne auch durch ihre Färbung sich mit zu charakterisiren, da auch sie nach Violett hin nüanciren können.

Es sind da zuerst anzuführen Breccien mit vorherrschend aphanitischen, nicht Mandeln führenden Diabasbrocken. Diese sind ziemlich weit verbreitet und häufiger, als man nach dem jetzt geringfügigen Anstehen zugehöriger Diabase vermuthen sollte: vielleicht sind verschiedene derartige aphanitische Eruptivmassen in Ostthüringen, gegenwärtig von Kulmschichten überdeckt, dem Auge entzogen. — Recht wichtig sind die porphyrischen Breccien, welche in ihrer Masse ziemlich regellos eingestreute grosse weisse Plagioklase führen von bald scharfen, bald verwischten oder ganz unregelmässigen Umrissen. Es liegt nahe, diese Lager in Beziehung zu setzen zu den gefilzten Porphyrdiabasen, obgleich es bis jetzt noch nicht geglückt ist, den unmittelbaren Zusammenhang mit Sicherheit irgendwo im Gebiet aufzufinden. Uebrigens machen sehr viele von diesen grossen Plagioklasen den Eindruck, als ob sie nicht auf sekundärer Stätte liegen, sondern an Ort und Stelle in dem Breccienschliech entstanden seien. Bei anderen freilich ist das nicht der Fall, und auch der Umstand ist bei der Frage nach der Entstehung zu beachten, dass Breccien mit Brocken von porphyrischem Diabas keineswegs so häufig sind, sondern im Gegentheil viel seltener als die genannten porphyrischen Breccien. — Im Gegensatz zu diesen stehen gewisse höchstfeinkörnige Gesteine, welche theils selbständig auftreten, theils als Ausläufer

der gewöhnlichen Breccien erscheinen. Diese weichen Gesteine, welche ich in wirklich frischem Zustande noch nie gesehen habe, obgleich sie grosse Verbreitung gewinnen können (Elsterberg, Schleiz), sehen trüb dunkelerbsgelb aus mit schwärzlichgrünen grösseren und kleineren linsen- und lagenförmigen Einlagerungen und bestehen aus feinsten Chlorit- und Kaolintheilen mit schlecht erhaltenen, sehr kleinen Plagioklas-, Epidot- und anderen Körnern. Das ist offenbar der feinste Schliech, der bei der Ablagerung der Breccie am weitesten fortgeführt werden konnte und so am Rande des Lagers zum Niederschlag kam. — Beachtenswerth sind auch die Breccien, in welche sich mit prächtig ausgesprochener Fluidalstructur feinstkörnige Lagen von sehr geringer Mächtigkeit (0,1 bis 1^{cm} und mehr) und geringer Horizontalerstreckung einlegen, worin sich zahlreiche, mit Chlorit und Calcit gefüllte Mandeln finden. Man könnte diese Breccien Mandelbreccien nennen, da sie mit den ächten Schalsteinen, z. B. der rheinischen Gegenden, noch keine Aehnlichkeit haben und in ihrer Totalität Breccien bleiben, auch wenn jene schalsteinartigen Einlagerungen sehr zunehmen. Derlei immer parallel der Lagerung, wie fliessend ein wenig auf- und niedersteigende, winzig kleine oder auch grössere, immer aber gegen die eingebackenen Diabasstücke zurücktretenden, mandelführenden Einlagerungen bestehen, soweit die sehr starke chloritische Imprägnation es noch erkennen lässt, aus höchst feinkörniger Masse ohne optische Reaktion, die sich aber bisweilen noch als höchstfeinkörnige Diabasmasse ausweist. Sie machen durchaus nicht den Eindruck, wie etwa die sogenannten vulkanischen Fladen und Lapilli, sondern als ob sie ursprünglich in dem Lager geflossen seien. — Die Breccienlager dieser Art gehen gern in die besondere Art der Kugelbreccien über, die ihrerseits wieder durch ganz allmählichen Uebergang mit den Kugeldiabasen verbunden sind. Die Kugelbreccien sind Breccien, bei denen die Diabasstücke zum Theil oder auch ganz vertreten sind durch Mandeldiabaskugeln und -Ellipsoide mit concentrisch-schalig geordneten Mandeln, oder, wenn man so will, es sind Kugeldiabase, zwischen deren Kugeln sich allmählich Breccienschliech und dann weiterhin gewöhnliche Stücke anderen Diabases einschieben.

Während die älteren Diabastuffe aus dem tieferen Mitteldevon durchaus keinen Zweifel aufkommen lassen, dass sie aus durch Verwitterung gemürbtem und zerbröckeltem und durch Wasser zusammengeschwemmtem Diabasmaterial bestehen, erscheinen Einem diese Kugelbreccien in weniger vermittelter Weise aus dem Kugeldiabas hervorgegangen. — Es drängt sich bei näherem Studium an Ort und Stelle folgende Anschauung auf: das Diabasmagma stieg bei der Eruption der Kugeldiabase sehr langsam empor, kühlte sich dabei soweit ab, dass es einen halbflüssigen Zustand annahm, zerbarst in diesem Zustande in Stücke, die sich unter gegenseitiger Reibung und Abrundung langsam empor und über den Spaltenrand dann horizontal weiter bewegten, indem sie selbst mehr und mehr erstarrten und indem die dabei sich bildenden Blasenräume und ein Theil der Mineralien die durch die vorrückende Erstarrung bedingte concentrisch-schalige Anordnung annahmen. Inzwischen drängte sich noch dünnflüssigere Masse nach, zwischen die Kugeln hinein und half letztere in einem der Böschung abwärts folgenden Strome weiterschieben, in welchen sich nun von unten und von den Seiten und wohl auch von oben Diabasbrocken, Aschenschliech und dergl. von älteren Ausbrüchen mit einmengten, so dass die Kugeln an dem einen Ende des Stromes durch heissflüssige oder halbflüssige Masse und weiterhin daneben noch mit durch wässerig-schlammigen Diabasschliech und endlich ganz durch fremdartiges Diabasmaterial in gröberen und feineren Brocken auf mehr sedimentärem Wege zu einem Ganzen verkittet wurden. — Bei dieser Erklärung entbehrt man wenigstens nicht ganz der Analogien aus vulkanischen Vorgängen der Gegenwart, und hellt sich der durch Uebergänge vermittelte Zusammenhang zwischen den Kugeldiabasen einerseits und den Mandel- und Kugelbreccien andererseits einigermaassen auf.

Die oberdevonischen Breccien dehnen sich in Ostthüringen über grosse Flächen zu Tage aus; sie beherrschen namentlich im Südosten und Süden des Gebietes von Brunn-Reichenbach und Plauen über Elsterberg, Zeulenroda, Schleiz, Saalburg nach den Strichen südlich Ebersdorf und Lobenstein hin die Bodenoberfläche so, dass sie für die Wald- und Feldwirthschaft durch ihre treff-

lichen Verwitterungsprodukte von höchster praktischer Wichtigkeit sind und in den Thaleinschnitten eine Menge prächtiger Landschaftsbilder liefern. Die einzelnen Lager haben, soweit die Aufschlüsse ein Urtheil zulassen, nur in einer Richtung eine grössere Horizontalerstreckung und sind in der entgegengesetzten schmal; dabei sind sie oft sehr mächtig, so dass ihre Höhe nach dem Rande hin sehr rasch abnimmt; oft liegen eine ganze Anzahl solcher Lager übereinander (Steinigt südlich Elsterberg u. s. w.). Mit den Breccien sind die eruptiven Mandeldiabase sehr häufig räumlich auf das Engste verbunden, so dass sich der Causalnexus dann auch leicht nachweisen lässt. Lager von Mandeldiabas liegen innerhalb eines Breccienlagers, und dann macht die Breccie im Liegenden des Diabases ganz den Eindruck eines Schlackenbettes (ein ausgezeichnetes höchstmitteldevonisches oder tiefoberdevonisches Lager der Art in Schleiz); oft auch bilden die Diabase das Liegende der Breccie, oder es schliesst ein Breccienlager in horizontaler Richtung mit einem Diabas ab; recht gewöhnlich taucht auch an der Oberfläche eines anstehenden Breccienlagers ein Mandeldiabas kuppenbildend inselartig vor, der meist zu der betreffenden Breccie genetisch in Beziehung steht.

Sehr mächtige, bezw. gehäufte Breccienlager finden sich im Hangenden des Devons und im Liegenden des Kulms, dessen Kalke häufig noch Brocken aus dieser Breccie umschliessen [1]). Diese Breccie ist auch die räumlich verbreitetste und darum auch speciell kurz zu bezeichnen als die hangende Breccie. Sie vertritt vielorts die Venustaschiefer, die jüngstdevonischen Cypridinenschiefer, und schliesst für Ostthüringen die durch ihre so ausserordentlich zahlreichen Diabaseruptionen gekennzeichnete Devonzeit würdig ab. Jüngere Breccien giebt es nicht. Ausser an dieser Stelle finden sich noch Breccienlager von grösserer Mächtigkeit gern ein im Liegenden der Clymenienkalke, im Liegenden

---

[1]) In den Schiefern des untersten Kulms liegen verschiedenorts einzelne sehr mandelreiche, bimsteinartige Brocken aus dieser Breccie, die ganz den Eindruck machen in ihrer Vereinzelung, als ob sie trocken gelegene Lapilli gewesen, welche eine Zeit lang im Wasser geschwommen und dann erst in den später zu Schiefer erhärtenden Schlamm niedergesunken sind.

der Goniatitenkalke und endlich im höchsten Mitteldevon. Aber auch in anderen Horizonten stellen sie sich ein; innerhalb der Knotenkalke breiten sie sich stellvertretend aus, und es giebt da Uebergangsgebilde, welche in Kalkknotenreihen, eingebettet in Breccie, bestehen oder auch im Knotenkalk, dessen Knoten durch Breccienschliech verkittet sind.

12. Der Variolit.

Eine besondere Entwickelung der gefilzten Diabase bietet Ostthüringen in den Varioliten, und zwar in den ächten Varioliten mit einer licht grüngrauen bis dunkelgrünen Grundmasse, die von verworrenen oder in parallele Systeme geordneten, lichteren, haarförmigen Gebilden durchsetzt ist und mit licht blaugrauen oder licht grüngrauen Variolen, die ebenfalls mit derlei haarförmigen Gebilden bald in radialfaseriger, bald in blumiger und arabeskenartiger Anordnung geziert sind. In horizontaler Erstreckung eines Lagers geht die Grundmasse in die vollkommen gewöhnliche Masse der Diabase mit gefilzter Textur über; in vertikaler habe ich nur scharf absetzende Grenzen gegen andere Diabase oder gegen Sedimentgesteine gesehen. Da die Variolite in Ostthüringen zu den seltener auftretenden Gesteinen gehören und nicht von den analogen Gesteinen abweichen, die ZIRKEL in seinen erschöpfenden schönen Arbeiten geschildert hat[1]), verzichte ich auf eine nähere Beschreibung und beschränke mich darauf, zu erwähnen, dass dann, wenn die Variolen Galläpfelgrösse erreichen, innerhalb derselben die haarförmigen Krystalliten mehr in viele Parallelsysteme geordnet sind, und dass sich dann auch Parallelsysteme von einem schwach titanhaltigen haar- bis kammförmigen Eisenerz einstellen, welche Titaneisensysteme aber in ihrer Richtung von der jener haarförmigen Krystalliten und Körnchenreihen unabhängig sind und dieselben unter allen möglichen Winkeln kreuzen.

Die wenigen Variolite Ostthüringens (Station Reuth, Pirk, Pausa, Saalburg, östlich Lobenstein, Wurzbach) bilden Lager oder Lagergänge, soweit man urtheilen kann, und diese stehen

1) ZIRKEL, »Die Structur der Variolite« 1875.

sämmtlich im oberen Mitteldevon und an der Basis des Oberdevons.

13. Die Diabase im Kulm.

Mit den Eruptionen im jüngsten Devon und der Ausbreitung der dort hangenden Breccien hatte in Ostthüringen die so lange währende Periode der Diabasausbrüche einen gewissen Abschluss erreicht: höher hinauf im Kulm giebt es keine Breccien mehr und keine Diabaslager; doch setzen im unteren Kulm noch einige ganz vereinzelte Gänge eines Diabases auf (südlich Saalfeld, Ebersdorf, Plauen). Dieselben streichen meist h. 9, wenden sich vereinzelt auch nach h. 6, haben also im Ganzen das Streichen der Frankenwaldachse. Das Gestein[1]) steht ausserordentlich nahe dem der unter 10. geschilderten, jüngeren, gefilzten Diabase, nur dass es grobkörnig ist und sehr seltene und dann kleine Mandeln umschliesst. Durch eine grössere Neigung zur Ausbildung von sekundärer Hornblende und einen grösseren Reichthum an Titaneisen stellt es sich andererseits der Grundmasse der porphyrischen Diabase mit gefilzter Textur sehr nahe und hält so zwischen beiden die ungefähre Mitte. Dazu kommt noch, dass es sich an einer Lokalität (Bretternitz bei Saalfeld) sogar zur Ausscheidung grösserer Plagioklase erhebt. Neben dem feinen Magneteisen hat sich durch spätere Umwandlung oft Eisenglanz in Flittern und Rotheisenstaub in so reichlicher Menge ausgeschieden, dass das Gestein rothgrau wird und ein röthliches Pulver giebt. Sonst variiren auch diese kulmischen Diabase — wie die anderen auch — innerhalb dieser ihrer in allgemeinen Umrissen bestimmten petrographischen Eigenschaften an den verschiedenen Punkten ihres Auftretens sehr erheblich. So treten, um nur Eins zu erwähnen, bisweilen die chloritischen Substanzen und Hornblenden sehr zurück und mehren sich die Magneteisenkörnchen als Zersetzungsprodukte des Augits, der von Hause aus wohl etwas seltener war, so dass das Gestein eine lichtgraue Farbe erhält (östlich Lobenstein, Plauen).

---

[1]) Das Gestein eines derartigen Ganges hat Dathe ausführlich beschrieben im Jahrbuch d. D. geol. Ges. 1881, S. 307.

Eine kleine Anzahl von Gängen gefilzten, ziemlich grobkörnigen Diabases in der Gegend von Hirschberg, welche dort das unterste Silur durchziehen, erinnert bei der ganz auffälligen, allerdings durch die Aufschlüsse mit bedingten Frische des Gesteins in seiner ganzen Textur und Zusammensetzung so lebhaft an diese jüngsten Diabase, dass ich die Vermuthung auch ihrer Alterszugehörigkeit auszusprechen wage.

VIII. Die Erzbildung und verwandte Erscheinungen.

Wenn ich im nachstehenden letzten Kapitel noch über die Erzführung Ostthüringens mit berichte, so kann ich mich hier mit einer flüchtigen Skizze der Erscheinungen und bezüglich des Zusammenhanges mit den anderweitigen geologischen Verhältnissen mit kurzen Andeutungen begnügen, da das Ausführlichere hierüber zweckmässiger theils die Abhandlungen zu den einzelnen Kartensektionen, theils eine damit in Zusammenhang stehende besondere monographische Bearbeitung berichten werden.

1. Erze auf Gängen.

Für Ostthüringen gilt ziemlich ausnahmslos die Regel, dass nicht auf den grossen verwerfenden Klüften sich Erze ausgeschieden haben, sondern vielmehr auf den kleineren, den Schichtenbau wenig störenden. Die grossen Verwurfspalten werfen oft sehr viel Wasser an den Tag, und zwar nicht nur da, wo sie durch Thäler hindurchstreichen, sondern auch auf den Hochflächen; aber das ist meist recht reines Gebirgswasser, mit aufgelösten Eisen-, Kalk- und anderweitigen Mineralsalzen nicht beladen. Auch die verschiedenen, durch die Quellführung des Bodens hervorgerufenen bergmännischen Versuche haben nur die Taubheit solcher Klüfte constatirt.

Eine wenigstens theilweise Ausnahme macht das Gangsystem »Haus Sachsen« (Saalfeld). Hier ist entlang einer Anzahl eng beisammenstehender nordwestlich streichender Parallelklüfte, die schon oben wegen ihrer gewaltigen Längserstreckung als Beispiel aufgeführt wurden, das Untersilur neben dem Cambrium bis

fast zum Verschwinden gesunken, und weiterhin ist das Oberdevon und Unterdevon neben das Untersilur und Cambrium gerückt worden. Hier nun stehen Gänge an, die neben Kalkspath und Bitterspath auch Kupfererze u. s. w. führen und ehedem einem starken Bergbau das Leben gegeben haben. Aber diese Gänge laufen zwar in grösster Nähe den eigentlich verwerfenden Klüften parallel, setzen aber nicht in diese hinein, oder werden, wo sie es thun, ihrer Ausfüllung ledig. Soweit ich jetzt nachkommen konnte, machen die Gangausfüllungen den Eindruck der Infiltration aus den früher vertikal darüber im Hangenden anstehenden jüngerpalaeozoischen Schichten mit ihren Kalkknotenschiefern und Knotenkalken.

Ebenso meilenlang zieht sich unweit Schleiz und Zeulenroda bis zum Elsterthal der Werner-Morgenzug in durchschnittlich nordöstlicher Richtung vorüber, ein System von Gängen, welche sich bald zu einem mächtigen Gang zusammenschaaren, bald in eine Menge kleiner Gänge und Trümer auflösen, um sich alsbald wieder zu vereinigen. Diese Gänge sind sehr oft durch horizontal verschiebende Klüfte von vorherrschend nordwestlichem und nördlichem, aber auch sonst von allerhand Streichen verworfen und führen neben Quarz Antimonglanz mit Arseneisen, Pyrophyllit, Arsenkies u. s. w. Die Erzführung dieses Zuges, welcher im untern Silur und nur in der Nähe von Zeulenroda einmal auf kurze Strecke im Devon steht, ist abhängig von einem zweiten Gangsystem im unteren Silur und älteren Devon mit ebenso zahlreichen Ramificationen, den »Gangschleppern«. Das sehr veränderliche, gegen Tag immer sehr umgewandelte Gestein derselben ist früher bald für Porphyr, bald für Grauwacke erklärt worden, ist aber in der That ein jüngerer Diabas von schon gefilzter Textur und in einzelnen Partien sogar mit kleinen Calcitmandeln, welcher sich von dem gewöhnlichen Vorkommen dadurch unterscheidet, dass er [wenigstens in den jüngeren Ergüssen] reichlich primären Olivin, sowie Augit und Enstatit und mehr sekundären Quarz neben dem Kalkspath führt [1]). Die Gänge des

[1]) Ausführlicheres über dieses Gestein bei C. A. Müller, »Die Diabase aus d. Lieg. d. ostth. Unterd.« S. 30.

Werner-Morgenzuges zerschlagen sich um so mehr, je mehr sie sich von dem Hauptgang dieses Diabases entfernen, und werden dann erzarm; umgekehrt werden sie um so reicher, je näher sie sich zu demselben hinziehen; werden aber ganz arm an Antimonglanz oder geradezu taub, sobald sie sich wirklich anschaaren [Kreuzung kommt nicht vor], während dann der Diabas sich mit langsäuligem Arseneisen u. dergl. anreichert. — Zweifellos steht der Diabas des »Gangschleppers« zu der Erzführung der Antimongänge in causaler Beziehung; welches aber der Zusammenhang ist, — wie die Abscheidung des Antimonglanzes bewerkstelligt wurde, das steht noch aufzuklären, da der Diabas nach meinen sehr sorgfältig geführten Untersuchungen keine Spur von Antimon führt und überdies nicht viel mächtiger ist wie jene Gänge.

Im Cambrium nördlich von Greiz stehen einige in der Richtung h. 1, also in der der ältesten Sattelung streichende Gänge, welche sich aber bei im Ganzen leidlich gleichbleibendem Streichen vielfach krümmen, und von denen wenigstens der eine zu einem Lagergang ward und dabei ansehnlich an Mächtigkeit zunahm. Die Gangart ist Quarz mit silberhaltigem Bleiglanz, und es ging in alten Zeiten hier eine zeitlang ergiebiger Bergbau um. Das Nebengestein ist ein sericitischer Schiefer dicht im Liegenden des quarzitisch entwickelten Obercambriums, und es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass die in dem letztgenannten Gebirge lagernden feldspathigen Quarzite mit den begleitenden hornblendeführenden Schiefern und Porphyroiden die Gangausfüllung wirksam beeinflusst haben. Als vor längerer Zeit einmal die älteren Stolln versuchsweise wieder ausgerichtet wurden, hatte ich Gelegenheit, mich zu überzeugen, dass die Bildung der Gangspalten sicher schon in der Zeit der frühesten (h. 1) Sattelbildung begonnen hat und dann den späteren Sattelungen noch mit unterliegen musste. Dass unter solchen Umständen die ursprünglich einfache Gangform eine scheinbar unregelmässige werden musste, ist einleuchtend. Eine gleiche Bewandtniss hat es mit den Quarztrumen im Untersilur und Cambrium des östlichen Ostthüringens. Viele von ihnen hatten ein ursprüngliches Streichen h. 1, auch wohl h. 7, und haben später an allen Stauchungen und Faltungen mit theil-

genommen, welche im Gefolge der erzgebirgischen und Frankenwald-Sattelbildung über diese Schiefermassen kamen. Ja es haben sogar sehr feine Quarztrümchen in unzählbarer Menge auch an dem Fältelungsprocess mit antheilgenommen.

Ueber das ganze Gebiet verbreitet sind die Dreiuhr-Trumen, meist nur bis fussmächtige, in keiner Dimension sich weit erstreckende, bald zwischen den Schichten, bald quer zu ihnen verlaufende kleine Quarzgänge, welche in unmittelbarer Beziehung zur erzgebirgischen Sattelung stehen und namentlich auch noch im Kulm anzutreffen sind.

Nicht zu verwechseln mit diesen sehr häufigen Erscheinungen sind die starken Quarzgänge, die, falls sie nicht Lagergänge sind, sich von den vorgenannten schon durch die geradlinige und grössere Erstreckung unterscheiden. Die Porphyroidlager verlaufen da, wo sie an ihren horizontalen Grenzen zusammenschwinden, gern in Quarzlagergänge, die ihrerseits wieder öfter mit quer durch durch den Schiefer aufsetzenden Gängen in Verbindung stehen. Wenn bezüglich des Streichens dieser starken Quarzgänge auch ein Vorherrschen der oben vorgeführten drei, bezw. vier Hauptrichtungen nicht zu verkennen ist, so finden sich doch alle halben Stunden des Kompasses vertreten.

Mit diesen stärkeren Quarzgängen ist wohl auch das Vorkommen von Waschgold in Verbindung zu setzen, welches nach sicher beglaubigten Nachrichten früher im Wetterathal bei Saalburg, nach weniger sicheren Nachrichten auch noch in der Elster (Weida), in den Thälern bei Lobenstein u. s. w. gewonnen worden ist.

Eine räumlich recht weite Verbreitung haben auch die Schwerspathgänge. Die eine Klasse derselben, die zahlreichste, steht im Zechstein und im Kulm an, in letzterem aber nur, wo der Zechstein das Hangende bildet, bezw. gebildet hat, und diese Gänge setzen [oder setzten] sämmtlich durch den Zechstein in den Kulm nieder, um sich dort in geringer Teufe auszukeilen. Aufwärts reichen sie im Zechstein nie hoch hinauf, sondern verfliessen innerhalb der untersten Glieder desselben im geschichteten Dolomit und Kalk. Betreffs des Streichens gilt im

Ganzen dasselbe wie von den stärkeren Quarzgängen: es ist sehr verschiedenartig, wenn auch die Achsenrichtung der Hauptsättel vorwiegt. Der Schwerspath der Gänge vergesellschaftet sich verschiedenorts mit Kalkspath, selten mit Quarz, und führt Kupferkies, silberhaltiges Fahlerz, Eisenspath nebst den sekundären Malachit, Lasur, Brauneisenerz u. s. w. Dass alle diese Gangmittel und Erze den älteren Zechsteinschichten, namentlich aber dem Kupferschiefer und seinen Aequivalenten entstammen, unterliegt keinem Zweifel. Auf dem ganzen Streifen des Ausstreichens von Zechstein, von Zeitz über Gera und Neustadt, sind derlei Gänge häufig und haben verschiedenorts zu bergmännischen Unternehmungen Anlass gegeben, die leider meist wenig eingebracht haben.

Ihnen schliessen sich die besonderen Erzgänge im Berggebiet Kamsdorf-Saalfeld (Rother Berg u. s. w.) an, wo die Verhältnisse durch Rutschungen, Senkungen und Verwerfungen etwas complicirter sind. Viele und gerade die erzreicheren dieser Gänge, welche übrigens dieselben Erze führen, wie jene, nur dass der Spatheisenstein mehr vor- und der Schwerspath mehr zurücktritt, sind keine Gänge im eigentlichen Sinne des Wortes, sondern mehr Rücken, Spalten, gefüllt mit den mehr oder weniger veränderten Bruchstücken der anstossenden Gesteinsbänke und mit Kalkspath, Schwerspath und Eisenerzen als Kitt derselben.[1])

Auch im Bereich der älteren Formationen stehen Schwerspathgänge, wenn auch weit seltener. In ihrer unmittelbaren Nachbarschaft ist regelmässig das Gestein in der einen oder anderen Richtung weithin verkieselt. Auch stehen die mächtigsten [über 1^{m} mächtigen] Gänge immer im Mitteldevon (östlich Schleiz u. s. w.) und mehr oder weniger senkrecht zum Streichen benachbarter Hauptverwerfer. Auch derartige Gänge führen Eisenkies, Kupferkies, silberhaltige Fahlerze und deren Abkömmlinge in meist sehr kleinen Körnern und Druschen, und ausserdem noch viel Quarz.

Eine sehr wichtige Rolle spielen die Eisenspathgänge. Abgesehen von den schon erwähnten Gängen im Zechstein und

---

[1]) Vergl. auch Spengler in Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1854, S. 405 und a. a. O.

Kulm des Kamsdorf-Saalfelder Reviers vertheilen sich dieselben vorzugsweise über einen immer breiter werdenden Streifen, welcher von Gefell-Hirschberg aus westwärts über Saalburg-Lobenstein hin verläuft. In früherer Zeit ging auf ihnen ein bedeutender Bergbau um; jetzt sind es bis auf wenige Berggebäude nur noch mächtige Pingenzüge, welche von der ehemaligen Herrlichkeit und von der Richtung des Streichens erzählen. Die Gänge sind ebenfalls in Gruppen zusammengestellt, welche zum guten Theil im unteren Silur (Waidmannsheil u. s. w.), aber auch in jüngeren Formationen (Ebersdorf u. s. w.) sowie im Cambrium (Lobenstein u. s. w.) stehen. Im Allgemeinen begegnet man einem nordwestlichen Streichen am häufigsten, und namentlich sind es die Gänge sehr langer Erstreckung, welche diesem Frankenwaldstreichen folgen. Sonst aber giebt es auch Gruppen mit dem Streichen vorherrschend h. 10—11, oder 5—7 u. s. w. Ein erzgebirgisches, nordöstliches Streichen ist selten, was um so bemerkenswerther ist, als in dem Gebiet unserer Eisenspathgänge die erzgebirgische Sattelung noch dominirt. Die Gänge führen meist vorwiegend Quarz, oft auch vorwiegend Kalkspath, sodann in erster Linie Eisenspath, Ankerit, Braunspath, Eisenkies, in zweiter Linie und mehr lokal Antimon- und Arsennickelglanz (Lobenstein), Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Tombazit und deren Abkömmlinge. Bei verschiedenen dieser Gänge, deren Verbindung mit in der Tiefe ganz und gar zerfressenen und ausgelaugten Eruptivmassen der Bergbau und die Kartirung nachgewiesen haben, ist sicher das Material zur Ausfüllung und Erzführung durch alte porphyrische Diabase (Gesammt-Reussisch-Haus Fundgrube bei Lobenstein u. s. w.) oder durch alte Schalsteine geliefert worden. Andere wieder stehen mit den untersilurischen Quarziten in auffällig häufiger und inniger Verbindung (Waidmannsheil und weiter östlich). Bei verschiedenen, im Untersilur stehenden scheint auch die Thuringitzone zwischen Silur und Cambrium mitgewirkt zu haben. Die in den jüngeren Systemen stehenden Eisenspathgänge setzen nicht nur durch Schiefer, sondern ausnahmslos neben und durch Diabase verschiedenen Alters, namentlich auch durch unter- und mitteldevonische Diabase und Tuffe auf und verdanken diesen ihre Erzführung.

2. Erzbildung auf Lagern und im Contakt.

Die Abtheilung des Zechsteins führt in ihren unteren Gliedern allenthalben ein wenig Kupferkies, Fahlerz und Bleiganz in meist winzigen Einsprenglingen, ebenso, wenngleich noch seltener (nur bei Saalfeld häufiger), Kobalterz. Im Norden und Osten mehren sich die Einsprenglinge allerdings nesterweise so, dass sie Bergbauversuche veranlasst haben; bis zur Ergiebigkeit jedoch steigert sich die Erzführung erst da, wo der Kalk und Dolomit dieser tieferen Zechsteinglieder stellvertretendes Eisen- (und auch Mangan-) Oxydul in grösserem Procentsatz enthält; das ist in dem Zechsteinausstreichen von Saalfeld bis Ranis und in sehr abgeschwächtem Maasse noch weiter bis gegen Neustadt hin der Fall. Hier hat sich — allerdings infolge von Rutschung und Senkung — auch Kupferkies im Hangenden des Kupferschieferlagers ausgeschieden (Kronprinz-Gang u. s. w.), und ist vielfach die eine oder andere Bank im tiefsten Zechstein zu Eisenkalk, zu einem Rücken mit Eisenspath, zu einem Brauneisensteinlager geworden. Hier bewirkt einerseits die Auflösung und Abführung des kohlensauren Kalkes und der Magnesia eine Anreicherung des ursprünglichen Gesteins an Eisenerz, und andererseits thut dies zugleich die meist später erfolgte Zuführung von gelöstem Eisencarbonat aus anderen, namentlich höher gelegenen Gesteinspartien. Noch heute gewähren diese Lager und die mit ihnen verbundenen Gänge einen ergiebigen Bergbau. Da, wo der Zechsteindolomit nur der Auslaugung der kohlensauren Kalkerde, sodann aber auch der kohlensauren Magnesia unterlag, schufen die Dolomitlager aus sich heraus kleine Lager von Ocker oder Umbra (Triptis, Saalfeld u. s. w.), ein Process, an dem auch obersilurische Knotenkalke mit Erfolg theilgenommen haben [1]).

Ohne praktische Bedeutung sind die kleinen Lager kieseligen Brauneisensteins im Liegenden der mittelsilurischen Kieselschiefer,

---

[1]) Sonst werden vielfach vollständig verwitterte Schalsteine, Breccien und feinkörnige Diabase als Material für Goldocker, und durch Auslaugung der Kieselerde beraubte schwarze Kieselschiefer und Alaunschiefer als Material für Schieferschwarz abgebaut.

Abkömmlinge der kleinen Diabaslager innerhalb genannter Abtheilung.

Sehr wichtig dagegen sind oder waren vielmehr die Diabaslager, Schalstein- und Breccienlager, und unter diesen wieder vorzugsweise die mächtigen oberdevonischen Breccien; denn diese alle haben eine so grosse Menge von Rotheisensteinlagern, stellenweise auch von Brauneisensteinlagern erzeugt, dass deren Eintragung auf den Aufnahmekarten trotz des grossen Maassstabes Schwierigkeiten macht oder gar unmöglich ist. Wo die Lagerflächen jener Gesteine diejenige der Schiefer- oder der Kalkbänke, oder auch, wenngleich in geringerem Grade, wo sie sich gegenseitig berühren, da findet unter günstigen Umständen unter Einwirkung der beiderseitigen Gesteinswasser ein gegenseitiger Austausch der Stoffe statt, wodurch die äusseren Schalen der sich berührenden Lager in Eisenerz umgewandelt werden. In der Regel wird wohl die Lösung der Eisenmineralien durch mit Kohlensäure beladenes Gesteinswasser vollzogen werden, und es tauscht dann in der Nähe der Contaktfläche das gelöste Eisencarbonat seine Basis gegen Calcia und Magnesia um, weil das Eisenoxydul hier im Kluftwasser genug Sauerstoff vorfindet, um sich sofort zu dem so viel beständigeren Oxyd, also zu Rotheisenstein, höher zu oxydiren. Ein solcher Process setzt voraus, dass die mit Sauerstoff beladenen Tagewässer die auf den Klüften circulirenden, weiter unten als Quellen wieder zutagetretenden Wasser speisen. Und allerdings ist es eine durch tausendfältige leidige Erfahrung erhärtete Thatsache, dass alle diese Rotheisen- und Brauneisensteingänge nie mehr als einige wenige Lachter unter die Sohle des nächstgelegenen Thales hinabreichen. Auch hängt damit der Umstand zusammen, dass zwischen zwei Lagern sich um so mehr Eisenstein entwickelt, je stärker die Lager geneigt und durch die Sattelung gewunden, dabei womöglich auf ein Stück über einander weggeglitten und räumlich vielfach getrennt sind, und um so weniger, je horizontaler und ungestörter sie liegen. Dass dabei auch entlang querer Klüfte Ramificationen in die Kalke und Schiefer sowohl wie in die Diabase und Breccien hinein von den Haupt-

lagern aus abzweigen, ist leicht zu verstehen[1]). So ist diese Art von Erzlagerstätten sehr recenter Entstehung und bildet sich noch jetzt fort. Wo die hangende Breccie auf Clymenienkalk liegt, ist die Reihenfolge innerhalb der Erzlagerstätte aus dem Hangenden ins Liegende sehr gewöhnlich folgende: Breccie — stark eisenschüssige Breccie — lockerer Braun- und Rotheisenstein, entstanden aus Breccie — Rotheisensteinschalen — rother Eisenkalkstein — mit Eisenerzpartikeln und Chlorit imprägnirter Knotenkalk. Vielfach sind diese Erze recht milde und trefflich zu brauchen; vielfach hat aber auch eine Verkieselung stattgefunden, und zwar vorzugsweise da, wo die mit der Sattelbildung eintretenden Rutschungen zerstörenden Charakter annahmen und sich zwischen den Lagern ein Rücken, eine Zerreibungsmasse bildete. Entsprechend verhalten sich die übrigen Breccien und Tuffe und auch die Diabase des Oberdevons; nach unten zu im Mitteldevon sind die Eisensteinlager schwächer, im Unterdevon auch selten, und erst im tiefsten Silur werden sie mit dem Schalstein wieder häufiger. Die älteren Schalsteine und Diabaslager haben vorzugsweise die Entwickelung von Brauneisensteinlagern bewerkstelligt. Hierher gehört der berühmt gewordene Brauneisensteingang der »Armen Hilfe« bei Hirschberg mit seinem Libethenit, Prasin, Tagilit, Bismutit, Bismutoferrit u. s. w. Dieser Gang ist ein Lager, entstanden im Contakt von steilaufgerichtetem Epidioritschalstein mit jungcambrischem Schiefer, welches ebenfalls nicht unterhalb des Niveaus der nächsten Thalsohle hinab fortsetzt. Manche von diesen neueren Erzlagern innerhalb des älteren Gebirges haben auch Nickelerze, Kupferglanz und andere Kupfererze und Eisenkieslager zur Ausscheidung gebracht (Hirschberg u. s. w.). Sonst stösst man auf Kupfernickel und andere Nickelerze noch innerhalb der Tuffe und Diabase des Mitteldevons (Schleiz u. s. w.).

---

[1]) Die Eisenspathgänge setzen weit tiefer nieder, werden in Ostthüringen aber bei gewissen Teufen auch stets erzarm und zuletzt taub. Der Eisensteinbergbau ist in diesem Gebiet daher auf die Erschürfung neuer Lager und Gänge angewiesen, nicht aber auf die Ausrichtung alter Baue, die angeblich nur wegen Andranges der Wasser verlassen wurden. Diese sind nur in Ausnahmefällen höfflich.

In analoger Weise wie diese Roth- und Brauneisensteine haben sich im oberen Zechstein aus dem Plattendolomit Brauneisenerzlager gebildet, welche in alten Zeiten bergmännisch ausgebeutet wurden (Gera). Die mit Eisenlösung beladenen Wasser aus dem Buntsandstein und rothen Zechsteinletten wandelten von aussen herein den Dolomit um, und zwar mit scharfen Erzzonen, so dass man innerhalb der grossen Erzstücke noch die Kerne von unversehrtem Dolomit herausschlagen kann.

3. Verkieselung.

Wie ich schon wiederholt Gelegenheit hatte zu bemerken, geht von den Diabasen und noch weit mehr von den Tuffen und Breccien eine spätere und langanhaltende Imprägnation des Nebengesteins mit Kieselerde aus, und zwar wirkte dieser Process mehr nach oben wie nach unten. So sind sehr gewöhnlich im Unterdevon, namentlich in dessen tiefsten Schichten, Schieferlagen und Bänke von Kalkknotenschiefer in Hornstein [Adinole] umgewandelt. Im Mitteldevon sind verschiedenorts im Hangenden der Tuffe und Diabase die feinen Schiefer in schwarze bis graue Kieselschiefer umgeändert, welche von den mittelsilurischen Lyditen gar nicht so leicht zu unterscheiden sind; die Kalkgrauwacken aber sind in schwärzliche Quarzite verkehrt oder auch in bunte quarzitische Sandsteine. Die Einwirkung erstreckt sich hier wie dort meist auf eine Entfernung von 1 bis 3 Fuss (0,31—0,94^{m}), bisweilen auch etwas weiter. Im Oberdevon verkieseln die Breccien die Schiefer und Kalke und schaffen bei der Gelegenheit auch gelegentlich Kieseleisenstein; ja eine Breccie verkieselt auch eine auflagernde Breccie auf einige Zoll. Am umfänglichsten und am weitesten hat aber der Complex der jüngsten (der hangenden) oberdevonischen Breccien gewirkt: auf beträchtliche Strecken hin ist der unterste Kulmschiefer in grauen Hornstein und der untere Kulmsandstein in harten Quarzit metamorphosirt, und es reicht diese Wandlung stellenweis sicher bis 6^{m} durch das hangende Gebirge hindurch, in manchen Fällen wahrscheinlich noch weiter.

Unter welchen Bedingungen und Umständen diese Verkieselung eingetreten ist, das zu eruiren ist mir bis jetzt noch nicht gelungen. Allerdings ist eine gewisse mechanische Vorbereitung, bestehend in der Aufrichtung und Stauchung, bezw. Rutschung und Zertrümmerung, dabei mit im Spiel gewesen; es giebt aber gar zu viele Stellen, wo dergleichen Störungen auch obgewaltet haben, ohne dass eine so vollkommene Imprägnation mit Kieselerde stattfand. Warum die Breccien mehr als die Diabase, warum sie mehr nach oben wie nach unten metamorphosirend wirkten, darüber gestatte ich mir im nachstehenden Kapitel Näheres zu bringen.

4. Dolomitisirung.

An vielen Stellen von theilweis grösserer horizontaler Ausbreitung hat das aus der oberdevonischen unteren und mittleren Breccie nach oben dringende Gesteinswasser nicht als saures, mit Kieselerde beladenes gewirkt, sondern als basisches, mit Magnesia beladenes. Es sind da die oberdevonischen Kalke auf Meterweite und noch weiter in das Hangende hinein in ächten krystallinischen, zum Theil sehr grobkrystallinischen Dolomit umgewandelt (Schleiz, Zeulenroda u. s. w.). Es sind das dieselben Bänke, welche weiterhin in der Nachbarschaft, wo sie dem Umwandlungsprocess nicht ausgesetzt waren, nur sehr wenig kohlensaure Magnesia ($1^1/_2$ pCt. in einer Probe) enthalten. Die der Breccie nähere, also liegende Hälfte dieser Dolomitbänke oder Dolomitschalen ist überdies noch so stark mit Chlorit imprägnirt, dass der eigentlich gelblichweisse Dolomit hier graugrün wird, bisweilen auch grünlichbraun, wenn auch noch eine Anreicherung mit Eisen dabei im Spiele war.

Diese Dolomitisirung ist also die entgegengesetzte von derjenigen der Zechsteindolomite, welche durch Auslaugung der kohlensauren Kalkerde aus dem ursprünglich als dolomitischer Kalk niedergeschlagenen Material immer mehr zu ächten Dolomiten geworden sind, und welche ich früher als sekundäre Dolomitisirung bezeichnet habe[1]).

---

[1]) Vergl. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1855, 406.

Dass die Breccien beträchtlich kräftiger umwandelnd wirkten, wie die Diabaslager, erklärt sich leicht aus dem Charakter derselben als zerkleinertes, theilweis fast pulverförmiges Material, welches von Anfang an und auch später noch nach leidlicher Verfestigung den Gesteinswassern weit leichteren Durchzug und weit mehr Oberfläche bot, wie die compakte Masse der Diabaslager. Dass der verkieselnde und dolomitisirende, überhaupt umwandelnde Einfluss der Breccien und Diabaslager sich weit stärker nach oben als nach unten zu erkennen giebt, ist ein Räthsel, welches einfach ein Hinblick auf die Gesetze der Diffusion löst. Wenn nach Ablagerung der Breccien sich auf denselben eine Lage zunächst noch weichen und dann sich allmählich härtenden Schiefer- und Kalkmaterials niedergeschlagen hatte, dann stand in beiden Lagern Gesteinswasser, und es musste nach der Natur der mineralischen Zusammensetzung das Wasser innerhalb des Diabases oder der Breccie sich reicher und mit verschiedenartigeren Stoffen lösend beladen, wie das Wasser in den hangenden indifferenteren Gesteinen. Es musste demgemäss vermöge der Diffusion ein stärkerer Andrang des Wassers aus der Breccie nach oben in die Schieferlager und in die Lager mit sich bildenden Kalkknoten erfolgen als umgekehrt nach unten. In den späteren Perioden, wo Ostthüringen Festland wurde, muss bei diesen Umwandlungsprocessen vielfach auch die Capillarattraction mit dazu beigetragen haben, die Gesteinswasser von unten nach oben zu ziehen.

5. Die primäre und frühzeitige Röthung.

Es ist nicht zu bezweifeln, dass verschiedene von den jetzt in rothen Farben prangenden Lettenlagern jüngern Datums von Hause aus als rothe Niederschläge den Boden der Urmeere bedeckten, denn dafür sprechen die neueren Tiefseeforschungen, sowie die gesteinsanalytischen Untersuchungen. Dahin zählen jedenfalls u. A. die Lettenlagen des oberen Zechsteins, des Buntsandsteins, die thonigeren Partien des Rothliegenden u. s. w. Es ist sogar recht wahrscheinlich, dass die in dem genannten Gebirge mit vorkommenden blauen und grauen Letten zum Theil wenig-

stens ihre Farbe einem Reduktionsprocess verdanken, welcher das ursprünglich vorhandene Eisenoxyd in Oxydul umwandelte und dabei einen Theil desselben zur Wegführung in Auflösung disponirte. Eine faulende Wurzel leitet diesen Process noch heute in dem nun schon so lange Zeit anstehenden und erhärteten Rothliegenden ein. Auch die Bedeckung durch Seewasser kann einen derartigen Entfärbungsprocess der ehemals rothen Gesteinsmasse erzeugen: Mögen die Zechsteinschichten sich unmittelbar auf Rothliegendem oder auf Klippen röthlich grauer Kulmgrauwacke niedergeschlagen haben, überall ist das Gestein scharf abgesetzt zonal, dort auf zwei, hier auf ein Meter tief gebleicht. Viel leichter wird ein frischer schlammiger durch Eisenoxyd rothfarbiger Niederschlag, falls er reichlich genug mit halb verwesten organischen Theilchen durchsetzt ist, durch Reduktion seine Farbe ändern.

Im Cambrium, und zwar im mittleren und oberen, ferner im unteren Silur, im mittleren Devon und namentlich auch im Oberdevon kommen weitverbreitete Schieferpartien vor, deren Gestein durch seine violettröthliche dunkle oder (im Oberdevon) durch seine grell blut- bis violetthellrothe Farbe ausgezeichnet und, wenn nicht von Hause aus roth, so doch sehr frühzeitig und noch vor der vollständigen Verfestigung roth gefärbt worden ist. Die färbende Substanz sind rundliche Blättchen von schön granatroth durchscheinendem Eisenglanz und Putzen von Eisenoxyd fast krystallinischer Art. Diese Schieferpartien enthalten keine Schiefernädelchen oder nur Spuren davon, während die vollkommen aequivalenten grauen oder grünen Schiefermassen desselben Lagers in horizontaler Fortsetzung, sowie die zwischen die rothen Schiefermassen eventuell eingeschobenen Lagen grauen gewöhnlichen Schiefers damit erfüllt sind. Die Schieferung wird dabei durch den Mangel an Nädelchen nicht im geringsten beeinträchtigt; vorzugsweise schön zeigen das die cambrischen Schiefertafeln, welche abwechselnd violettroth und grüngrau gestreift (Berga, Hohenleuben) mit ausgezeichneter Schieferung durch verschiedengefärbte Schichten hindurch führen. Zugleich beweisen diese Tafeln mindestens eine von Hause aus vorhandene besondere Disposition der verschiedenen wechsellagernden Schiefersedimente für diese be-

sonderen Färbungen. Für den ursprünglichen oder doch wenigstens sehr früh erfolgten Eintritt der Röthung spricht auch der chemische Befund bei allen diesen Schiefern, denn sie enthalten mehr Kali, Kalkerde und Phosphorsäure [1]) als die entsprechenden grauen Schiefer. Der Kaligehalt beträgt bei den in Rede stehenden rothen Schiefern 4 bis 5 pCt., in den aequivalenten grauen nur halb soviel [2]). Diese Röthung ist übrigens sehr oft durch Anthracitstaub in dem Gestein verdeckt, wie namentlich häufig in obersilurischen schwarzen und in untersilurischen schwarzgrauen Schiefern, und offenbart sich dann nur im Dünnschliff durch die Einmengung jener Eisenglanzblättchen und das gänzliche Fehlen der Nädelchen, tritt aber offen hervor, wenn an der Oberfläche der kohlige Staub durch Oxydation schwindet und das Gestein bleicht.

Eine andere hier zu erwähnende, sehr frühzeitige Röthung hat viele von den oberdevonischen Diabaslagern heimgesucht, und zwar in der Weise, dass manche Lager durch ihre ganze Masse hindurch geröthet sind, die meisten aber nur in grösseren oder kleineren Partien, indem das Uebrige des Lagers grüngrau blieb. Von Weitem gesehen, ist die Grenze der beiden Färbungen scharf, in der Nähe gesehen, stellt sie sich als verfliessend dar. Die gerötheten Diabase haben eine tiefviolettrothgraue Farbe. Unter dem Mikroskop erklärt sich die Färbung einerseits durch ein Zurücktreten des Diabaschlorits und dann durch das Vorhandensein eines eingezwängten, im durchscheinenden Licht hyacinth- bis granatrothen Minerals von harzigem Ansehen und ausserdem von Putzen und Staubtheilen von Eisenoxyd. Das Verhalten gegen Säuren lässt vermuthen, dass jenes Mineral nicht einfaches Eisenoxyd, sondern Eisenoxydsilicat, bezw. ein mit Kieselerde durchtränktes Eisenoxyd ist. Die Ausscheidung dieses färbenden Mineralstoffes muss erfolgt sein vor und innerhalb der Bildungszeit des chloritischen Bestandtheiles und der Kalkmandeln; man findet nämlich immer in verschiedenen dieser Diabase den Diabantachronnyn und Kalkspath ganz oder fast ganz frei von jenen

---

[1]) In der Abhandlung zu Sektion Zeulenroda, S. 29 sind einige Analysen aufgeführt.

[2]) Theilweise nach Analysen des Herrn Hüttenchemikers Dr. Frenzel.

färbenden Substanzen und ebenso auch frei von dem staubig und gröber beigemengten Magneteisen; oder aber man sieht neben derartigem ungefärbten Chlorit und Calcit noch ein wenig, von jenem scharf unterschiedenen Chlorit und auch wohl Kalkspathausscheidungen, welche die Imprägnation mit färbenden Mineralien voll mit durchgemacht haben. Ebenso giebt es auch violettrothe Breccien, d. h. Breccien, deren Schliech violettroth ist. In andern Breccien mit grünem Schliech sind grüne und violette Diabasstücke durcheinander eingebacken: ein Beweis für die frühe Zeit, in der diese Färbung sich einstellte, oder aber für eine ganz bestimmte in der Mineralzusammensetzung gegebene Disposition für dieselbe.

6. Die spätzeitige Röthung.

Viele Schiefer von jetzt röthlichen Farben sind erst in verhältnissmässig später Zeit so roth geworden. Diese alle führen in dichter Menge eingestreute Schiefernädelchen im Gegensatz zu jenen frühzeitig oder primär gerötheten. Auch ist das Roth ein anderes, mehr dem des Rothockers oder gepulverten Rotheisenerzes entsprechendes. Die älteren unter ihnen (cambrische und silurische) enthalten ebenfalls rundliche färbende, durchscheinende Krystallblättchen, so wie jene Eisenglanz enthalten; allein diese Blättchen sind nicht Eisenglanz, sondern eine andere Eisenverbindung: sie sehen im durchscheinenden Lichte röthlichgelb bis bräunlichgelb aus und sind, um es zu wiederholen, mit zahlreichen Nädelchen vergesellschaftet, während es jene granatrothen, meist sehr dicht eingesprengten Eisenglanz(?)schüppchen nicht sind. Neben diesen Blättchen erzeugen die Färbung Eisenoxydpartikeln, welche wie ein Schmutz das Ganze imprägniren. Diese Rothfärbung ist sichtlich von aussen von den Schichtflächen und Klüftchen aus eingedrungen, was namentlich die Quarzite recht deutlich lehren, und auch hierin unterscheidet sich diese Röthung von der oben besprochenen.

Eine derartige Röthung kann zuerst über ganze weite Striche hin die sämmtlichen älteren, d. h. kulmischen und vorkulmischen

Gesteine ohne Ausnahme treffen, wie so z. B. bei und südlich von Ronneburg auf den höher gelegenen Flächen und Bergen alle Gesteine, Diabase und Schiefer, Quarzite und Kalke, von aussen herein geröthet sind[1]. In tiefen Thaleinschnitten, unten am Fusse höherer Thalgehänge, ist innerhalb dieses Gebietes die Röthung weit weniger zu gewahren als an den höher gelegenen Schichten. Daher macht sie ganz den Eindruck, als ob sie herrührt von einer ehemaligen von oben, d. h. von der Atmosphäre ausgehenden Verwitterung des anstehenden Gesteins in einer Zeit, bevor die jetzigen Thäler ausgewaschen waren, mit darauf folgender Entwässerung des durch die Verwitterung entstandenen Eisenoxydhydrats. Die färbenden rothen Einsprenglinge gleichen bis auf die nicht bräunlichgelbe oder gelbbraune Farbe ganz genau den durch die Verwitterung in den Diabasen, Quarziten, Kalken und Schiefern noch jetzt entstehenden Eisenoxydhydrateinsprenglingen.

Sonst aber kommen zerstreut über das ganze Gebiet hinweg, in kleinerem Maassstabe, stellenweis geröthete Schiefer und Quarzite überall vor. In den Grauwacken des jüngeren Kulms bewerkstelligen die Ankeritpartikeln innerhalb des feineren Schliechs durch ihre Oxydation eine Röthung, die zunächst nur einzelne Partien einer Lage trifft, im Ganzen aber den grauen Felswänden einen rothen Farbenton verleiht. Vielfach geht die Röthung auch sichtlich von kleinen Klüftchen und Aederchen aus mittels Imprägnation von Eisenlösungen. Dabei spielt, wie bei dem nachstehend beschriebenen Process, die Oxydation von Schwefelkies vielfach wohl eine Rolle mit.

7. Buntfärbung.

Eine Umfärbung des ursprünglich in verschieden grauen Nüancen gefärbten Gesteins in Roth und Gelb, mitunter auch in Weiss und Braun, und zwar grossfleckig bunt durch einander, hat in Ostthüringen auf grosse, oft kilometerlange Strecken gewisse Abtheilungen der palaeozoischen Systeme ergriffen. Dieselbe

[1] Vergl. die Abhandlung zur Kartensektion Ronneburg.

rührt her von einer ursprünglichen Imprägnation mit Schwefelkies und ist zu Stande gekommen, als die betreffenden geologischen Abtheilungen während der späteren Festlandsperiode der Verwitterung ausgesetzt wurden. Nach und nach, je nach dem Verlauf der Abschwemmung und Blosslegung, traten die sauerstoffbeladenen atmosphärischen Wasser mit den einzelnen Schichtencomplexen in Berührung, drangen als Gesteinswasser in dieselben ein und gelangten, sobald die Ausnagung der Thäler die Circulation nach unten gestattete, in das Innere der Berge, um anderswo als Quellen wieder auszutreten. So wurden die unzähligen Schwefelkiespünktchen, von denen strichweise das Gestein erfüllt war, oxydirt und wurden die Oxydationsprodukte weiter geführt, indem unzählige, oft nur mikroskopische Hohlräumchen sich bildeten, die oft genug noch die Würfelgestalt, seltener die Dodecaëderform zeigen. Dabei zerlegte sich das so gebildete schwefelsaure Eisenoxydul, sobald die Säure andere, zusagendere Basen fand, und füllte willkürlich fleckig das Gestein bald da, bald dort mit Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat und anderen verwandten Stoffen, zog auch aus verschiedenen Stellen das Eisen ganz aus, welche letzteren dann zum Weisswerden praedisponirt waren. Die Oxydation schuf von vornherein aus dem einen Schwefelatom des Eisenkieses freie Schwefelsäure, und die vom zweiten Atom ward bei Gelegenheit der Oxydation des Eisenoxyduls frei. Diese Schwefelsäure im Gesteinswasser löste eine Menge Bestandtheile des Gesteins, vor allem aber Kali und Natron, Calcia und Magnesia, und erzeugte, indem sie diese Stoffe weit weg den Quellen zuführte, eine Gesteinsvarietät, die in ihrer Unfruchtbarkeit oft genug den Bemühungen des Landwirths und sogar des Forstwirths spottet.

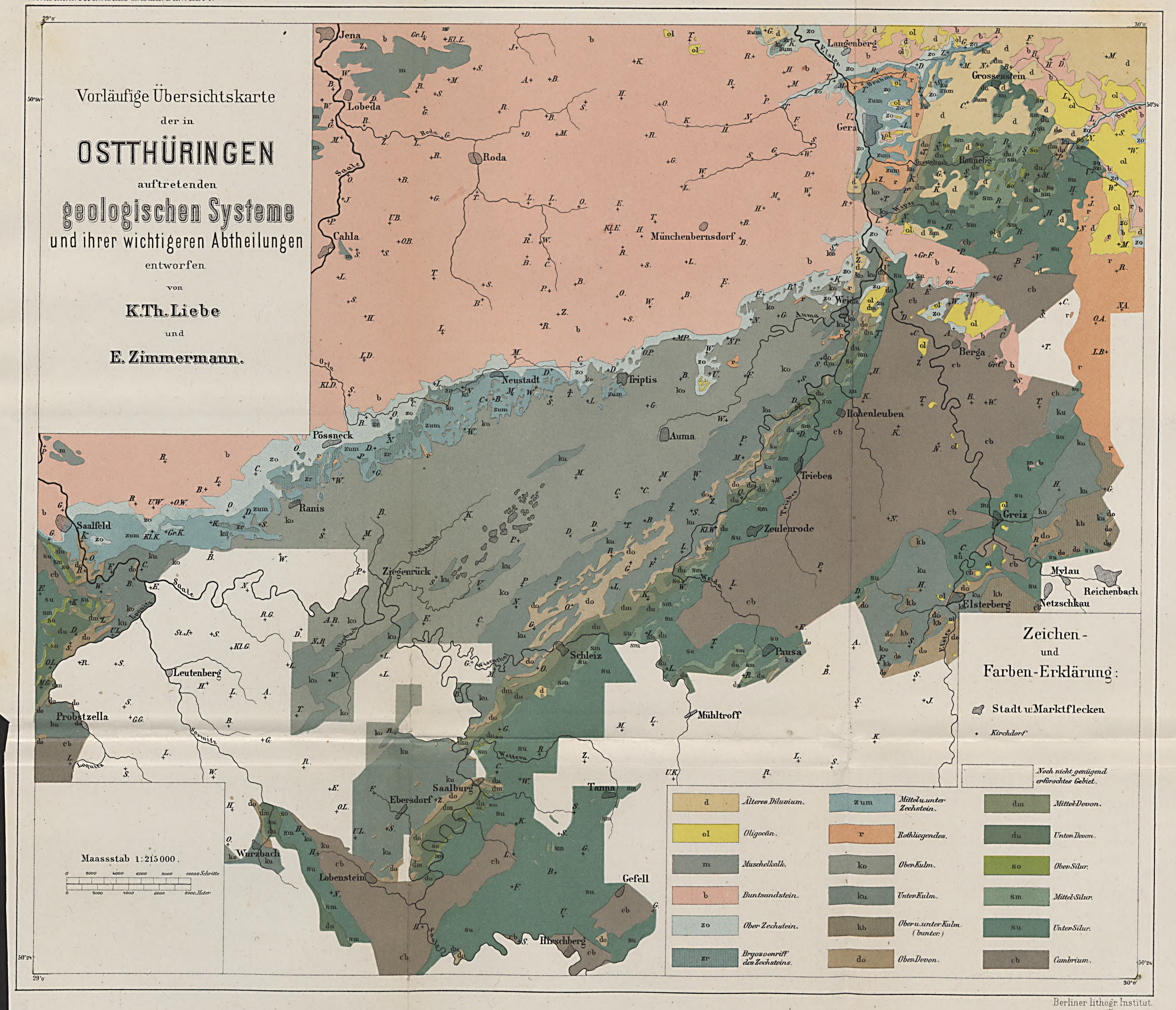
Derlei bunte weiter verbreitete Schichtencomplexe bietet das Untersilur in seinen Schiefern und Quarziten (Schleiz-Oschitzer Wald u. s. w.), das Obersilur in seinen ursprünglich schwarzen Schiefern (Ronneburg), das Unterdevon in seinen Tentaculitenschiefern (Plauen), das Mitteldevon in seinen Quarziten (Schleiz). In keiner Formation tritt aber die Buntfärbung so umfassend und so weit verbreitet auf wie im Kulm. Schon auf der NAUMANN-COTTA'schen »Geologischen Karte von Sachsen und den angrenzen-

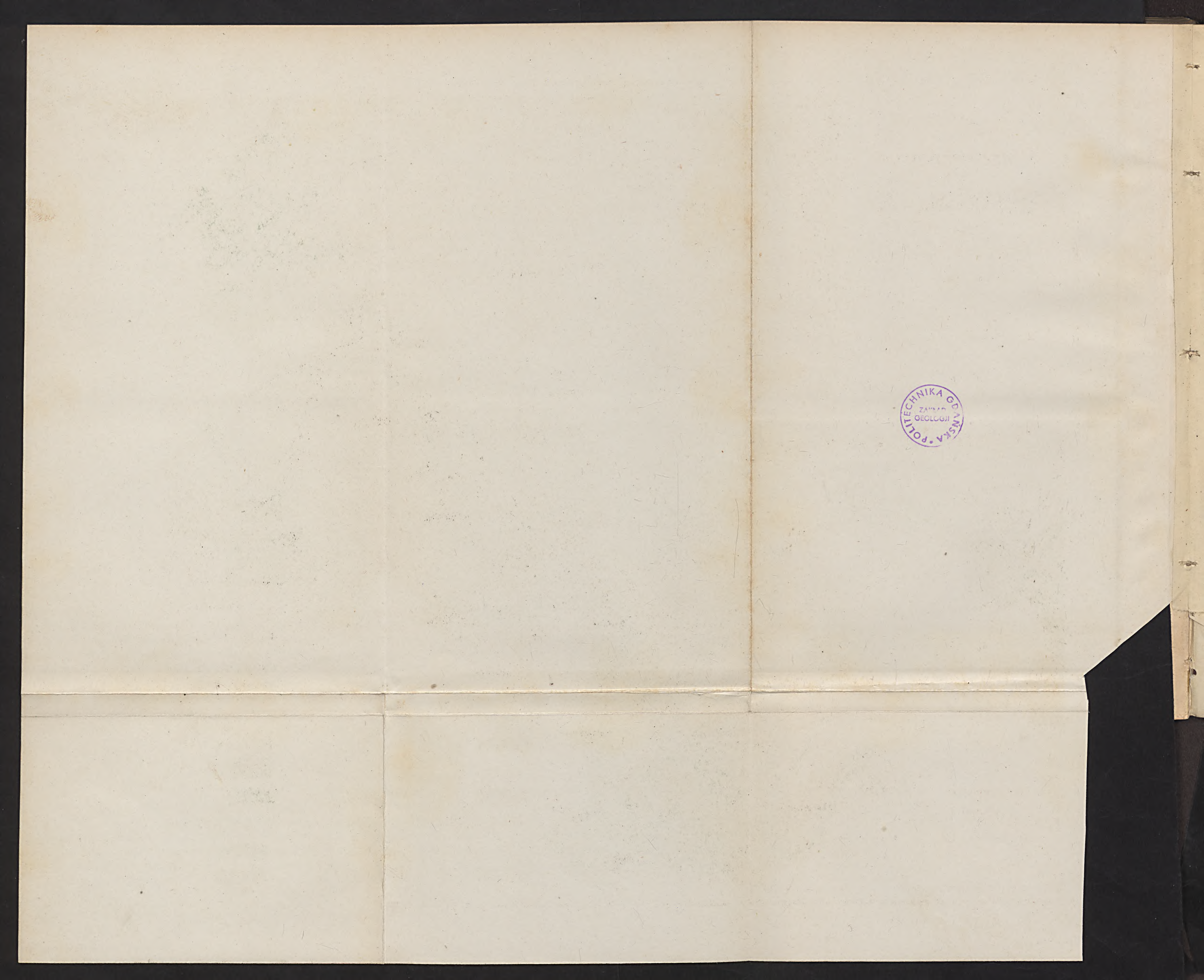
den Gebietstheilen« sind aus dieser Ursache im sächsischen Vogtland die bunten Kulmpartien als »bunte Grauwacken und bunte Schiefer« von der übrigen »Grauwackenformation« getrennt, und gehören die so als besondere Formation eingezeichneten Gesteine dieser Karte grösstentheils zum Kulm, und zwar vorzugsweise zum unteren. Da gerade in diesem Strich der Kulm auch noch die Fältelung und Runzelung hat durchmachen müssen, ist die Diagnose oft gar nicht leicht; indess zeigt sich beim Ausstreichen vielorts oberdevonischer Knotenkalk oder die hangende Breccie im Liegenden. Vielleicht steht die ehemalige starke und umfassende Imprägnation mit Schwefelkies in Beziehung zu dieser gerade hier so weit verbreiteten Breccie im Liegenden des Kulms. Fernere Studien werden Aufschluss geben.

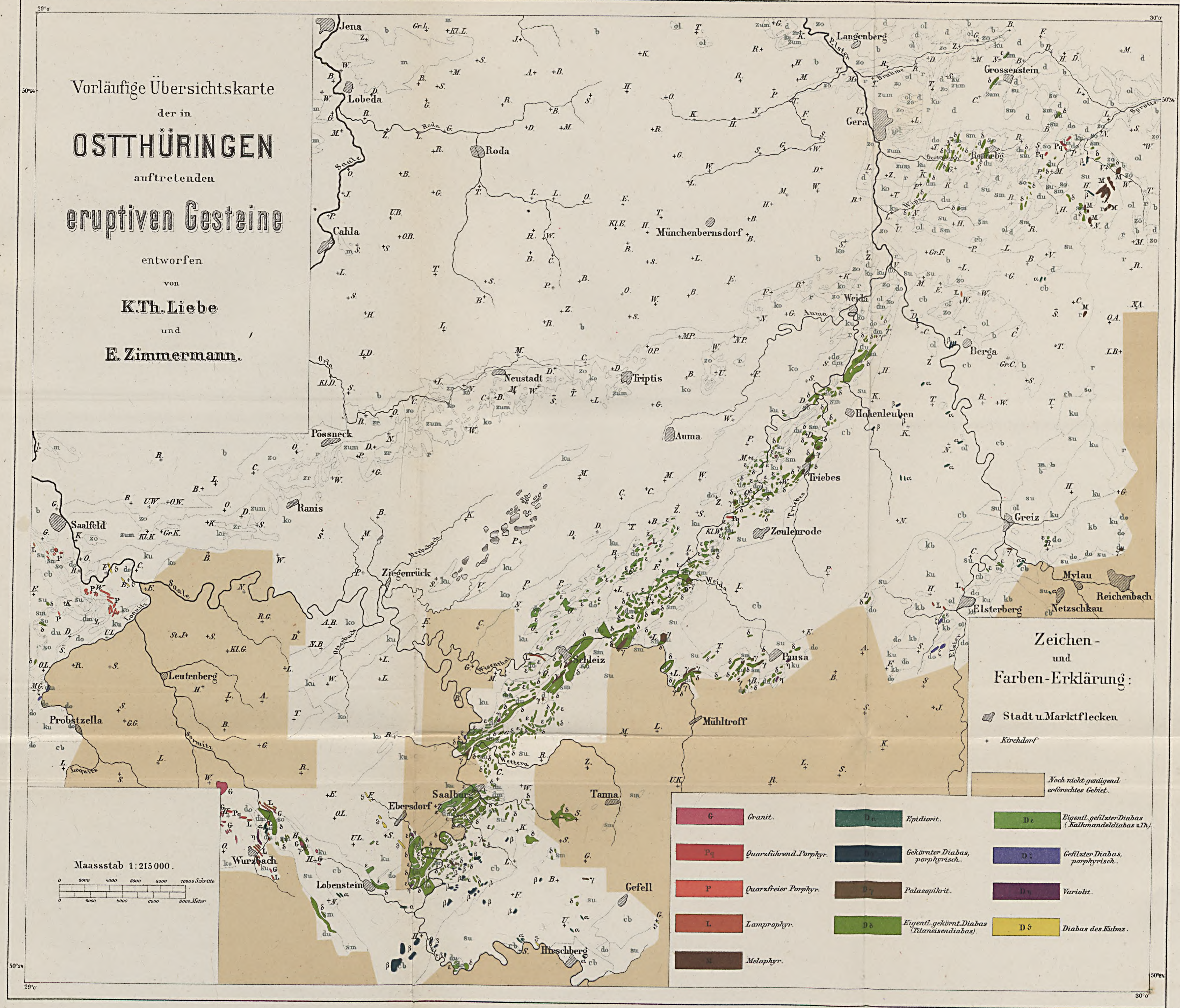
Nachschrift. Noch bevor der Druck vorliegender Arbeit zum Abschluss kam, schritt die Kartirung unseres Gebietes bis zur Umgebung des Hennberges vor. Es ergab sich mit vollständiger Evidenz, was ich schon oben als wahrscheinlich bezeichnete, dass nämlich das Granitmassiv des Hennberges im unteren Kulm steht und Kulmschichten zum Hangenden und Liegenden hat, dass auch jedenfalls zugehörige Granitgänge in seiner Umgebung ebenfalls im älteren unteren Kulm aufsetzen, und dass demnach diese Granite jünger sind als die älteren Glieder des Kulms. Dagegen sind sie wiederum älter als die Lamprophyre, da letztere ihrerseits die Granite durchsetzen, auch Granitbruchstücke innerhalb ihrer Masse führen. Uebrigens hat das Granitmassiv des Hennberges nur auf der einen Seite, nach West und Süd hin, die Kulmschiefer in seiner näheren Umgebung in Andalusitglimmerfels und Knötchenschiefer umgewandelt, und es ist diese Seite sein Hangendes.

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45 46.




Vorläufige Übersichtskarte
der in
OSTTHÜRINGEN
auftretenden
geologischen Systeme
und ihrer wichtigeren Abtheilungen
entworfen
von
K. Th. Liebe
und
E. Zimmermann.
Zeichen- und Farben-Erklärung:
Stadt u. Marktflecken
Kirchdorf
Noch nicht genügend erforschtes Gebiet.
d Älteres Diluvium.
ol Oligocän.
m Muschelkalk.
b Buntsandstein.
zo Ober-Zechstein.
zr Bryozoenriff des Zechsteins.
zum Mittel- u. unter Zechstein.
r Rothliegendes.
ko Ober-Kulm.
ku Unter-Kulm.
kb Ober- u. unter Kulm (bunter).
do Ober-Devon.
dm Mittel-Devon.
du Unter-Devon.
so Ober-Silur.
sm Mittel-Silur.
su Unter-Silur.
cb Cambrium.
Maassstab 1:215000.
Jena
Lobeda
Roda
Cahla
Langenberg
Grossenstein
Gera
Ronneburg
Münchenbernsdorf
Weida
Berga
Neustadt
Triptis
Pössneck
Auma
Hohenleuben
Ranis
Saalfeld
Triebes
Greiz
Zeulenroda
Ziegenrück
Mylau
Reichenbach
Netzschkau
Elsterberg
Schleiz
Pausa
Leutenberg
Probstzella
Mühltroff
Saalburg
Ebersdorf
Tanna
Wurzbach
Lobenstein
Gefell
Hirschberg
Saale
Elster
Berliner lithogr. Institut.

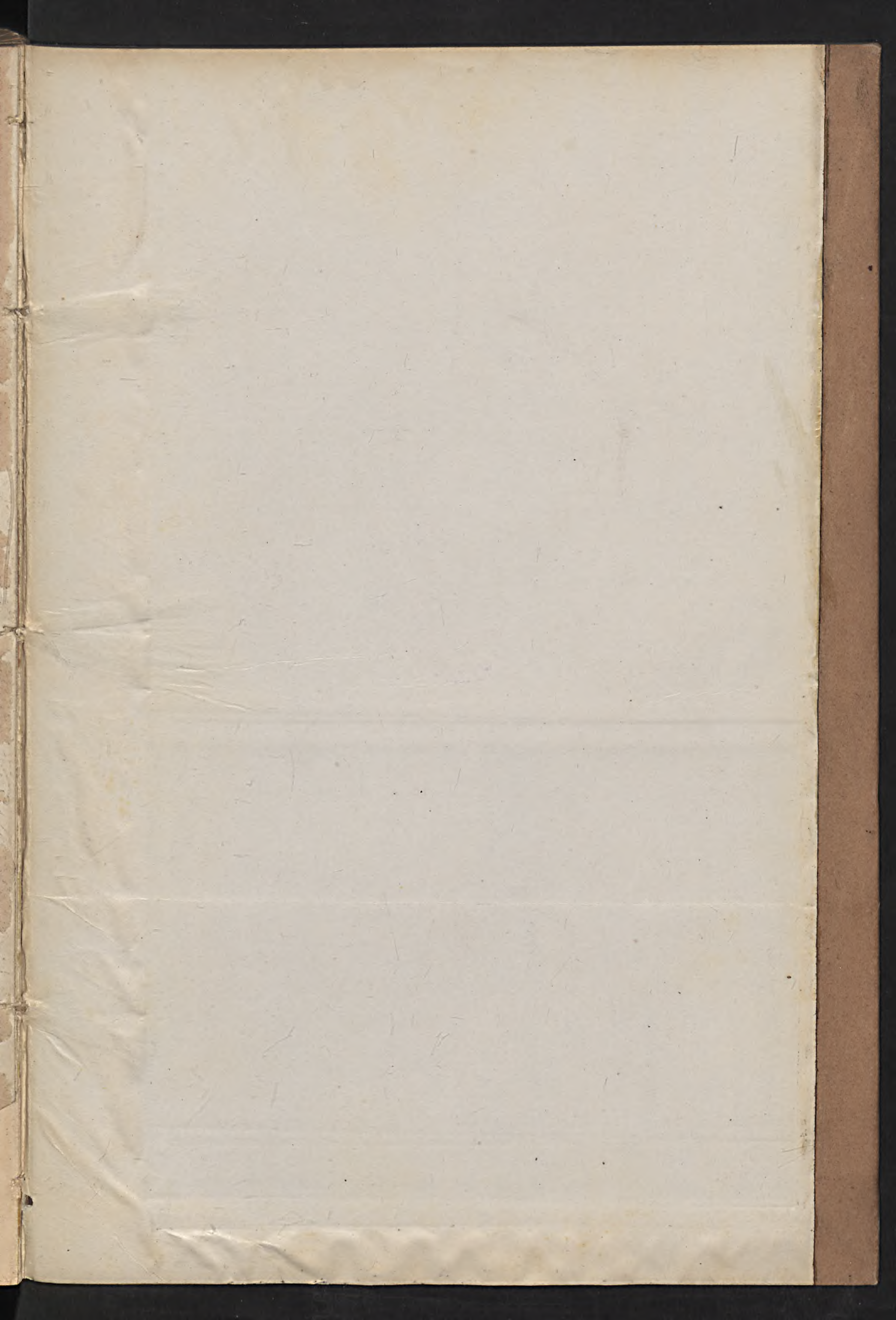




Vorläufige Übersichtskarte
der in
OSTTHÜRINGEN
auftretenden
eruptiven Gesteine
entworfen
von
K. Th. Liebe
und
E. Zimmermann.
Maassstab 1:215000.
Schritte
Meter
Zeichen- und Farben-Erklärung:
Stadt u. Marktflecken
Kirchdorf
Noch nicht genügend erforschtes Gebiet.
Granit.
Quarzführend. Porphyr.
Quarzfreier Porphyr.
Lamprophyr.
Melaphyr.
Epidiorit.
Gekörnter Diabas, porphyrisch.
Palaeopikrit.
Eigentl. gekörnt. Diabas (Titaneisendiabas).
Eigentl. gefilzter Diabas (Kalkmandeldiabas z.Th.)
Gefilzter Diabas, porphyrisch.
Variolit.
Diabas des Kulms.
Jena
Lobeda
Roda
Cahla
Langenberg
Gera
Grossenstein
Ronneburg
Münchenbernsdorf
Weida
Berga
Neustadt
Triptis
Auma
Pössneck
Hohenleuben
Triebes
Ranis
Saalfeld
Zeulenroda
Greiz
Ziegenrück
Mylau
Netzschkau
Reichenbach
Elsterberg
Schleiz
Pausa
Leutenberg
Probstzella
Mühltroff
Saalburg
Ebersdorf
Tanna
Wurzbach
Lobenstein
Gefell
Hirschberg
Saale
Elster
Orla
Sormitz
Loquitz
Wiesenthal
Wetterau
Weida
Auma


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II 150013



Bd. IV, Heft 1: **Die regulären Echiniden der norddeutschen Kreide, I. Glyphostoma (Latistellata),** nebst 7 Taf.; von Dr. Clemens Schlüter . . . .

» 2: **Monographie der Homalonotus-Arten des Rheinischen Unterdevon,** mit Atlas von 8 Taf.; von Dr. Carl Koch. Nebst einem Bildniss von C. Koch und einem Lebensabriss desselben von H. v. Dechen . . . . 9 —

» 3: **Beiträge zur Kenntniss der Tertiärflora der Provinz Sachsen,** mit 2 Holzschn., 1 Uebersichtskarte und einem Atlas mit 31 Lichtdrucktafeln; von Dr. P. Friedrich 24 —

» 4: **Abbildungen der Bivalven der Casseler Tertiärbildungen** von O. Speyer, mit einem Vorwort von A. v. Koenen 16 —

Bd. V, Heft 1: **Die geologischen Verhältnisse der Stadt Hildesheim,** nebst einer geogn. Karte; von Dr. Herm. Roemer . 5 —

» 2: Beiträge zur fossilen Flora. III. **Steinkohlen-Calamarien II,** nebst 1 Atlas von 28 Tafeln; von Prof. Dr. Ch. E. Weiss 24 —

» 3: † **Die Werder'schen Weinberge.** Eine Studie zur Kenntniss des märkischen Bodens von Dr. E. Laufer. Mit 1 Titelbilde, 1 Zinkographie, 2 Holzschnitten und einer Bodenkarte . . . . 6 —

III. Sonstige Karten und Schriften.

Mark

1. **Höhenschichtenkarte des Harzgebirges,** im Maafsstabe von 1:100000 8 —
2. **Geologische Uebersichtskarte des Harzgebirges,** im Maafsstabe von 1:100000; zusammengestellt von Dr. K. A. Lossen . . . . . 22 —
3. **Aus der Flora der Steinkohlenformation** (20 Taf. Abbild. d. wichtigsten Steinkohlenpflanzen m. kurzer Beschreibung); von Prof. Dr. Ch. E. Weiss 3 —
4. **Dr. Ludewig Meyn.** Lebensabriss und Schriftenverzeichniss desselben; von Prof. Dr. G. Berendt. Mit einem Lichtdruckbildniss von L. Meyn 2 —
5. **Jahrbuch der Königl. Preuss. geolog. Landesanstalt u. Bergakademie** für das Jahr 1880. Mit geogn. Karten, Profilen etc. . . . . . 15 —
6. Dasselbe für das Jahr 1881. Mit dgl. Karten, Profilen etc. . . . . 20 —
7. Dasselbe » » » 1882. Mit » » » » . . . . 20 —
8. Dasselbe » » » 1883. Mit » » » » . . . . 20 —
9. **Geognostisch-agronomische Farben-Erklärung für die Kartenblätter der Umgegend von Berlin** 0,50

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45/46.